СПРАВОЧНИК
ПО
ЛИТОЛОГИИ

СПРАВОЧНИК ПО ЛИТОЛОГИИ

Под редакцией
Н. Б. Вассоевича , В. Л. Либровича,
Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко

МОСКВА «НЕДРА» 1983

УДК 551.14(031)

Справочник по литологии/Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко. — М.: Недра, 1983. 509 с.

Справочник отражает последние достижения в теории, практике и методике исследований осадочных толщ, заключающих месторождения многочисленных полезных ископаемых. В нем приведена достаточно полная и разносторонняя информация об осадочных породах и методах их изучения, о типах и стадиях литогенеза, учении о фациях и формациях, палеогеографии, условиях формирования и типах осадочных месторождений полезных ископаемых. Рассмотрено применение математических методов в литологии. Показаны новейшие достижения в области литологии за рубежом.

Для широкого круга геологов и литологов, специалистов различных профилей, изучающих осадочные породы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.

Табл. 53, ил. 63, список лит. — 322 назв.

Редакционная коллегия

Чл.-корр. АН СССР *Н. Б. Вассоевич* (отв. редактор), канд. геол.-мин. наук *В. Л. Либрович*, д-р геол.-мин. наук *Н. В. Логвиненко*, д-р геол.-мин. наук *В. И. Марченко* (зам. отв. редактора), канд. геол.-мин. наук *И. А. Назаревич*.

Рецензент — д-р геол.-мин. наук *С. Г. Саркисян*

С $\frac{1904040000-062}{043(01)-83}$ 13—82

© Издательство «Недра» 1983

ПРЕДИСЛОВИЕ

Широкое развитие литологических исследований в нашей стране как в научных, так и в производственных организациях вызывает необходимость публикации справочников и руководств. Вышедшее из печати в 1957 г. издание «Методы изучения осадочных пород» под редакцией академика Н. М. Страхова посвящено методам исследования. «Справочное руководство по петрографии осадочных пород» под редакцией Л. Б. Рухина и В. Б. Татарского, опубликованное в 1958 г., посвящено описанию пород, минералов, органических остатков. Эти книги уже стали библиографической редкостью и, естественно, они в какой-то мере устарели. При всех их несомненных достоинствах они не содержат сведений по современным осадкам, геохимии осадочных пород, фациальному и формационному анализу, палеогеографии и математическим методам. Таким образом, в советской литературе нет специального справочника по литологии.

Назначение Справочника дать широким кругам геологов, литологов и специалистам смежных наук информацию о современном состоянии знаний в области литологии — методах исследования, математической обработке результатов, геохимии осадочных пород, современных осадках, фациальном и формационном анализе, палеогеографии и связанными с осадочными отложениями полезными ископаемыми.

В соответствии с задачами Справочника в его статьях освещены встречающиеся в литературе различные представления и точки зрения.

Настоящий справочник не может полностью заменить упомянутые выше специальные руководства. В нем отсутствует описание минералов и органических остатков, даны лишь краткие характеристики методов исследования. Это компенсируется тем, что в каждой главе дается список литературы, в которой можно найти более обстоятельное изложение вопроса. В списки литературы в первую очередь помещались обзорные работы.

Справочник рассчитан на геологов различного профиля: литологов, геологов-съемщиков, ведущих геологическое картирование различных масштабов в районах с развитием осадочных толщ, и геологов, занимающихся поисками и разведкой множества месторождений полезных ископаемых в осадочных отложениях. Он будет полезен геологам-нефтяникам, всегда связанным с изучением осадочных образований, в особенности работающим в областях развития биогенных построек, а также аспирантам, студентам и специалистам смежных специальностей.

Справочник отражает состояние знаний на 1981 г.

Авторами статей Справочника являются ведущие специалисты

в соответствующих областях литологии. Статьи неоднократно рассматривались членами редакционной коллегии, а также чл.-корр. АН СССР проф. И. С. Грамбергом, докторами геол.-мин. наук М. Г. Бергером, Л. И. Боровиковым, В. А. Гроссгеймом, С. М. Кореневским, А. Н. Олейниковым, Я. К. Писарчик, Ю. П. Селиверстовым, кандидатами геол.-мин. наук М. С. Дюфуром, А. И. Конюховым, Н. Н. Предтеченским и др.

Большой труд по рецензированию Справочника проделан заслуженным деятелем науки и техники РСФСР проф. С. Г. Саркисяном.

Редколлегия и авторы выражают искреннюю благодарность всем рецензентам, во многом способствовавшим улучшению Справочника. Однако несмотря на это, мы понимаем всю сложность поставленной перед нами задачи и будем признательны всем приславшим свои отзывы и замечания.

Часть I

СОВРЕМЕННЫЕ ОСАДКИ

Глава 1

СОВРЕМЕННОЕ ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА

Образование осадков происходит на поверхности суши и в водных бассейнах в результате различных физико-географических и геологических процессов и явлений. Источником вещества для образования осадков служат продукты выветривания и перемыва пород суши и берегов водных бассейнов, жизнедеятельности организмов, вулканических извержений и материала, поступающего из космоса.

Осадкообразование — сложный процесс взаимодействия поверхностных геосфер (атмосферы, гидросферы и литосферы) Земли, происходящий в условиях низкого давления и низкой температуры при участии различных организмов (биосфера). Основным источником энергии процесса осадконакопления является солнечиая радиация.

Осадочный материал, образующийся на поверхности суши (обломочные частицы, коллоидные и истинные растворы), перемещается водой, ветром и льдом по ее поверхности и в конечном счете попадает в водные бассейны (конечные водоемы стока). В процессе переноса происходит его дифференциация и частичиое осаждение на путях переноса. В водных бассейнах продолжается дифференциация и интеграция (смешивание) осадочного вещества и его отложение. К обломочиому веществу и растворам присоединяются продукты жизнедеятельности организмов, вулканических извержений и космический материал. Осаждение частиц и образование осадков происходит под влиянием силы тяжести, в результате изменения динамики среды, гибели животных и растений, насыщеиия растворов природных вод теми или иными компонентами и т. п.

Типы литогенеза. Характер и масса осадков определяются климатом, ландшафтом и геотектоиическим режимом территории. Из этих трех факторов наибольшее значение имеет климат, что дало основание выделить три климатических (зональных) типа литогенеза (Н. М. Страхов, 1960—1962 гг.). Нивальный (сиежный), или ледовый, по Н. М. Страхову, гумидный и аридный литогенез. Кроме этого выделяются вулканогенно-осадочный тип литогенеза, определяемый по источнику вещества, поступающего из недр Земли в результате вулканической деятельности, и океанский литогенез.

Нивальный литогенез* проявляется в полярных и высокогорных областях, где вода большую часть года находится в твердой фазе (снег, лед) и господствуют отрицательные температуры воздуха. Избытки снега, не успе-

* Понятие нивального, или снежного, литогенеза, введенное нами [3], характеризует литогенез полярных и высокогорных областей Земли и включает ледовый литогенез Н. М. Страхова (1960 г.) и осадкообразование на суше по периферии ледниковых массивов, а также в озерах и внутренних морях. Н. Н. Лапина и др. (1971 г.) выделяют «полярный литогенез», проявляющийся в высоких широтах суши и полярных морях (Северный Ледовитый океан). Его характерные черты весьма блнзки к нивальному литогенезу.

вающие растаять в летний период, накапливаются из года в год и превращаются в лед. Биологические и химические процессы подавлены, преобладает физическое (механическое) выветривание и образуются преимущественно терригенные осадки. Большую роль в транспортировке материала играет лед на суше и разнос грубого материала припайным льдом и айсбергами в водных бассейнах, что приводит к образованию несортированных (морены) или плохо сортированных осадков (тонкие илы с грубым материалом ледового разноса). Дифференциация вещества наблюдается только по периферии областей нивального литогенеза (водноледниковые отложения) и в водных бассейнах (озерные и морские осадки).

Процессы диагенеза проявляются в уплотнении (в донных моренах главным образом конседиментационном) и гидрослюдизации, растворении и отложении карбонатов, образовании вторичных полевых шпатов, благодаря стрессовому воздействию льда (Ю. А. Лаврушин, 1976 г.).

Гумидный литогенез характерен для умеренновлажной зоны обоих полушарий, влажных тропиков и экваториальной области. Количество выпадающих здесь атмосферных осадков намного превышает испарение, положительные температуры воздуха господствуют большую часть года или весь год. В этих условиях широко развиты процессы физического и химического выветривания при участии организмов. В результате возникают огромные массы осадочного вещества — обломочного, растворенного, продуктов жизнедеятельности организмов и т. п. Осаждение вещества частично происходит на суше, но главным образом в водных бассейнах — конечных водоемах стока.

В областях гумидного литогенеза образуются различные терригенные (грубообломочные, песчаные, алевритовые, глинистые), биогенные (торф, сапропель, карбонатные, кремнистые), хемогенные и хемобиогенные (глиноземистые, железистые, марганцевые, фосфатные и др.) осадки.

В процессе переноса и отложения происходит дифференциация осадочного вещества по крупности частиц, плотности, по химическим свойствам.

Наряду с дифференциацией осуществляется и противоположный процесс — смешивание материала, поступающего из разных источников и осаждающегося различными способами (механическим, химическим и биогенным).

Диагенез осадков протекает сложно и многообразно. Наряду с уплотнением (гравитационным) развиваются различные процессы минералообразования — каолинизация и осаждение кремнезема, гидрослюдизация, монтмориллонитизация, цеолитизация, образование карбонатов, сульфидов и др. Характер диагенетических изменений и их интенсивность определяются составом осадков, содержанием органического вещества, составом и концентрацией иловых вод; большую роль играют также бактерии.

Территории с гумидным климатом занимают в современную геологическую эпоху бо́льшую часть поверхности Земли.

Аридный литогенез характерен для пустынь и полупустынь, где наблюдается дефицит влаги — испарение намного превышает количество выпадающих атмосферных осадков. В этих условиях преобладает физическое выветривание, биологические и химические процессы подавлены или протекают вяло.

В аридные зоны Земли поступает огромная масса осадочного вещества из соседних с ними гумидных зон, что приводит к большому разнообразию осадков. Как и в нивальных областях, здесь преобладают терригенные осадки, часто недостаточно сортированные. Наряду с ними образуются различные карбо-

натные осадки, осадки, содержащие цеолиты, сульфатные и хлоридные соли (озера и лагуны).

Диагенез осадков осуществляется многообразно, особенно в соленосных отложениях, где выделившиеся первыми из растворов минералы могут взаимодействовать с рапой, а при отжиме рапы господствуют процессы дегидратации. В глинистых илах солеродных бассейнов широко развиты гидрослюды и монтмориллониты, возникают аутигенные магнезиальные водные силикаты, смешаннослойные минералы типа коренссита, тальк, серпентин и др.

Вулканогенно-осадочный литогенез азонален по отношению к климату и наблюдается в областях вулканической деятельности. Осадки вулканогенно-осадочного литогенеза представлены слоями пемзы, вулканического стекла и других продуктов вулканических извержений (пирокластика) среди терригенных и биогенных осадков или являются смесью осадочного и вулканогенного материала в различных пропорциях.

В местах подводных вулканических извержений, в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов, зонах трансокеанских разломов они обогащены железом, марганцем и рядом редких и рассеянных элементов. Типичным представителем подобного рода гидротермальноизмененных металлоносных осадков являются осадки впадин Бауэра и Хесса в Тихом океане, рифтовых долин Индийского и Атлантического океана, рифта Красного моря. Седиментогенез и диагенез здесь происходят в специфических условиях при низких значениях pH и Eh, когда осаждение сульфидов железа и тяжелых металлов возможно еще в седиментогенезе.

Океанский литогенез* противопоставляется трем типам литогенеза суши, его характерные черты заключаются в следующем.

1. Огромность площади, на которой идет седиментация, и связанные с этим особенности: исчезающе малая скорость осадконакопления в пелагиали, ничтожное содержание органического вещества (ОВ) в пелагических осадках и широкое развитие среди них красной глубоководной глины, обогащенной железом, марганцем и микроэлементами.

2. Большая роль гидродинамического фактора — течений в поверхностном слое воды — в формировании донных осадков, приводящего к накоплению максимальных абсолютных масс обломочного материала, карбонатов, кремнезема, ОВ в гидродинамически активных зонах и высокая дифференциация осадков по размеру частиц (преобладание на ложе океана тонких пелитовых илов — биогенных и терригенных).

3. Малая чувствительность океанского литогенеза к климатической зональности Земного шара, в связи с чем можно выделять только две разновидности океанского литогенеза — теплого и холодного климата.

4. Особый характер связи осадочного процесса в океанах с жизнью атмосферы: на континентальном блоке решающее значение имеет вертикальная циркуляция атмосферы, приводящая к четкой климатической зональности (тропический влажный пояс, пояс пустынь и т. д.), в океанском секторе — горизонтальная.

В областях интенсивной вулканической деятельности в океанах проявляется также вулканогенно-осадочный литогенез.

---

* Осадкообразование в конечных водоемах стока — морях и океанах.

Таблица 2-1

Схема классификации генетических типов континентальных отложений, по Е. В. Шанцеру [3]

Класс	Ряд	Группа и подгруппа		Генетические типы
Кор выветривания	Элювиальный	Элювиальная (элювий)		Климато- и литогенные типы элювия
		Почвы	Автоморфные	Зональные типы автоморфных почв
			Гидроморфные	Интразональные типы гидроморфных почв
Осадочных отложений	Субаэрально-фитогенный	Автохтонных торфяников		Низинные торфяники
				Верховые торфяники
	Склоновый (коллювиальный)	Гравитационная	Коллювия обрушения	Обвальные накопления
				Осыпные накопления
			Коллювия оползания	Оползневые накопления (деляпсий)
				Солифлюкционные накопления (дефлюксий, солифлюксий)
		Делювиальная (коллювия смывания)		Делювий
	Водный	Русловых водных потоков (флювиальная)		Аллювий
				Пролювий
		Озерная (лимническая)		

Продолжение табл. 2-2

Генетический комплекс Формация	Генетическая группа Субформация — группа макрофаций	Генетические типы Макрофации	Генетические подтипы Фации
		Палевой переходного типа глины вблизи материков	Терригенной красной (палевой) переходного типа глины вблизи материков
Глубоководных желобов океана Вулканогенно-биогенно-терригенная	Глубоководных желобов океана	Глубоководных желобов океана	Терригенно-радиоляриево-диатомовых илов Терригенно-радиоляриево-диатомовых илов с прослоями вулканогенного материала Турбидитов и эдафогенных образований
Рифтовых долин срединных хребтов океана и трансокеанских разломов Турбидитов и гидротермальноизмененных осадков	Рифтовых долин срединных хребтов океана	Рифтовых долин срединных хребтов океана	Биогенных карбонатных и терригенно-вулканогенных турбидитов Эдафогенных образований Гидротермальноизмененных осадков
	Трансокеанских разломов	Трансокеанских разломов	Гидротермальноизмененных осадков: красной глины, фораминиферовых илов и др., обогащенных железом, марганцем и редкими элементами
Рифтов внутренних морей Гидротермально-осадочных образований	Рифтов внутренних морей	Рифтов внутренних морей	Рудные осадки, состоящие из окислов металлов с монтмориллонитом и растворимыми солями Рудные осадки, состоящие из сульфидов железа и тяжелых металлов

Образование осадков и дифференциация обломочного вещества. Основным фактором — регулятором распределения обломочного материала является гидродинамика бассейнов, связанная с расстоянием от суши и глубиной. По мере увеличения глубин и расстояния от суши происходит осаждение все более и более мелких частиц и количество обломочного материала уменьшается.

В прибрежной зоне (литораль и подводный береговой склон) с активной динамикой вод, на приглубых берегах и при высоком рельефе суши (уклон подводного склона более 0,025) наблюдается механическая дифференциация вещества — накопление валунов и гальки на пляже и на глубинах в несколько метров, ниже — песка и еще ниже, на глубинах более 60—80 м, алевритов и алевропелитов.

На отмелых берегах (уклон подводного склона 0,025—0,005) с менее активной динамикой вод на пляже и подводном береговом склоне до глубины нескольких метров осаждается песок, ниже — песчано-алевритовые осадки и еще ниже алевропелитовые и пелитовые илы.

На берегах, защищенных от действия волн, с пологим уклоном подводного берегового склона (менее 0,005) развиты существенно глинистые и алеврито-глинистые осадки ваттов, маршей и илистых осушек. Аналогичная картина наблюдается в областях развития мангровых зарослей.

Ширина зоны зернистых осадков (гальки, гравия, песка) зависит от местных условий: рельефа прилегающей суши, уклона подводного берегового склона, величины бассейна и, следовательно, интенсивности волн, характера берега (ровный, бухтовый) и экспозиции его относительно волн, наличия течений и т. п. Естественно, что чем больше и глубже бассейн, тем глубже опускается граница зоны развития зернистых осадков. Так, например, в озере Балхаш и Азовском море зона развития песка не опускается ниже 2—8 м, в Черном море 20—30 м, в Мексиканском заливе до 50—80 м (оолитовые и водорослевые пески — продукты разрушения водорослевых построек), на Тихоокеанском побережье Северной Америки пески встречаются на глубинах до 40—90 м.

На пляже и в полосе мелководья, благодаря асимметрии волн и прибойного потока, кроме того осуществляется дифференциация вещества по плотности — минералогическая. Частицы тяжелых минералов, выброшенные на пляж прибойным потоком, не могут быть смыты обратным током воды и накапливаются, образуя естественные шлихи.

Однако общая закономерность, хорошо выраженная в прибрежной зоне, не всегда проявляется, если мы будем рассматривать весь шельфовый комплекс осадков — шельф или шельфовое море. Это связано с тем, что имеется ряд осложняющих факторов: наличие впадин и возвышенностей на шельфе, течений, приноса реками массы илистого материала, наличие местных источников грубого материала на дне (морены) или древних — реликтовых осадков, образовавшихся при низком уровне океана.

Так, например, на внутренней части шельфов Восточно-Китайского и Южно-Китайского морей преобладают илистые осадки (выносы рек), на внешней части — песчаные осадки (главным образом карбонатные органогенные), на внешней части шельфов Канады и Новой Англии в Атлантическом океане развиты терригенные пески (на банках и отмелях); аналогичная картина наблюдается на шельфе Калифорнии. Одним из типичных примеров является Северное море, дно которого почти до изобаты 90—100 м покрыто песками различной крупности и илистыми песками. Глинистые осадки встречаются либо во впади-

нах с глубиной свыше 150—200 м, либо против устьев крупных рек. Источником материала для осадков Северного моря служат выносы Рейна, абразия берегов и перемыв на дне ледниковых — моренных и других отложений. В эпоху четвертичного оледенения эта территория была перекрыта ледником, оставившим массу грубого несортированного обломочного материала. Мелководность моря и наличие сильных донных течений обусловливают широкое развитие песков.

Уменьшение крупности обломочного материала от берега в глубь моря наблюдается повсеместно, но на шельфах со сложным рельефом (наличие впадин и возвышенностей, банок и отмелей), при движении от берега в глубь моря это явление может неоднократно повторяться, и появление грубых осадков среди тонких всегда имеет явные причины — либо уменьшение глубин и более активное воздействие волн и течений, либо наличие на дне грубых моренных или морских — реликтовых осадков. Таким образом, и появление более грубых осадков на внешнем краю шельфа также закономерно.

В масштабах океанических бассейнов механическая осадочная дифференциация вещества проявляется достаточно определенно и наглядно, поскольку шельфы с их сложным рельефом и пятнистым распределением осадков в масштабе всего океана представляют весьма узкие полоски.

В океанах, как правило, весь грубый материал (галька, валуны, гравии, песок) захороняется в прибрежной зоне н на мелководном шельфе, глубоководный шельф и материковый склон покрыты главным образом алевритовыми и алевро-пелитовыми илами, нижняя часть материкового склона и глубоководные желоба — пелитовыми осадками. В пределах ложа океана алевритовые и иногда песчаные осадки (главным образом биогенные) появляются лишь на подводных хребтах и возвышенностях. Вся остальная часть ложа океана представляет собой область развития глубоководной глины и биогенных илов. Таким образом механическая осадочная дифференциация вещества проявляется в распределении его по крупности в зависимости от расстояния от берега и глубины (циркумконтинентальный и батиметрический контроль) [6].

Однако и здесь имеются осложнения, связанные с ледовым разносом грубого материала в высоких широтах, наличием сильных донных течений и мутьевых потоков. Глетчерный и припайный лед разносит грубый материал (валуны, камни, щебень, гальку, гравий, песок) по акватории. После таяния льда эти грубые частицы попадают на дно в тонкие илистые осадки глубоководного шельфа, материкового склона или даже ложа океана. Тонкие терригенные илы с грубым материалом ледового и глетчерного разноса встречаются в высоких широтах обоих полушарий и в Северном Ледовитом океане.

Важным фактором являются мутьевые потоки. Многие шельфы и материковые склоны прорезаны многочисленными подводными каньонами, протягивающимися почти от берега до ложа океана. Они служат руслами, по которым мутьевые потоки переносят мелководный грубообломочный и песчаный материал на ложе океана. В результате среди тонких пелитовых осадков глубоководной области появляются языки и пятна грубого материала. Это имеет место на Атлантическом берегу Северной Америки, на побережье Северной и Южной Америки в Тихом океане, у берегов Японии, в Карибском бассейне и во многих других местах [4].

Мутьевые потоки наблюдаются не только вблизи суши, но и в центральных частях океанов, там, где имеются подводные горы, возвышенности, гайоты и

т. п. В Тихом океане они обнаружены вблизи хребта Маркуса — Неккера, Гавайских островов, островов Полинезии и др. Осадки мутьевых потоков особенно часты в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов.

Следы сильных донных течений проявляются на глубинах 1000—2000 м, встречаются и на более значительных глубинах. Они обнаруживаются на подводных фотографиях в виде ряби течений, а также по наличию соответствующих типов осадков, галечников на глубинах около 1000 м у берегов Норвегии в Атлантическом океане, глауконитовых песков с примесью терригенных зерен кварца крупнопесчаной и гравийной размерности на глубинах 600—1800 м у берегов Чили и Перу в Тихом океане.

Значительную роль, вероятно, играет эоловый разнос обломочного материала. Кварцевые песчинки в красной глубоководной глине встречаются в значимом количестве в Атлантическом океане на огромных пространствах от берегов Африки до Антильских островов. Д. Гольдберг и Г. Арениус (1958 г.) считают, что красная глубоководная глина северной части Тихого океана образовалась за счет материала эолового разноса.

Одновременно с терригенной седиментацией и механической осадочной дифференциацией вещества происходит осаждение и физико-химическая дифференциация коллоидов, продуктов жизнедеятельности организмов — хемобиогенная дифференциация, и осаждение и разделение веществ, находящихся в истинных растворах — хемогенная дифференциация вещества, т. е. наряду с дифференциацией происходит смешивание. В каждом конкретном месте (обстановке) в определенный период времени преобладает какой-либо один тип осадконакопления и дифференциации вещества, который и определяет характер образующихся осадков.

Хемобиогенная дифференциация вещества происходит практически повсюду, но с разной интенсивностью и разными способами. В прибрежной зоне и на мелководье (глубины до 100 м) основным фактором дифференциации вещества является жизнедеятельность моллюсков, иглокожих, бентосных фораминифер, остракод, известковых водорослей, червей и некоторых других. В результате этого образуются карбонатные (кальцитовые, реже арагонитовые) осадки: ракушечники, терригенные пески с ракушкой, пески из раковинного детрита, фораминиферовые, водорослевые пески, алевриты и илы, биогермы — постройки водорослей, червей, устричные банки и т. п. Они широко распространены в низких и средних широтах и только иногда встречаются в высоких широтах.

Особое место занимают биогермы кораллово-водорослевых рифов тропической зоны, образующие наиболее крупные скопления карбоната кальция (арагонита, магнезиального кальцита) в мелководной зоне. Разрушение кораллово-водорослевых построек волнами и приливно-отливными течениями дает большое количество обломочного материала, идущего на постройку атоллов и захороняющегося на склонах рифов и в лагунах.

В пределах глубоководного шельфа, на материковом склоне и возвышенностях ложа океана (наряду с терригенной седиментацией) осадконакопление и дифференциация вещества происходят благодаря жизнедеятельности фораминифер (бентосных, частично планктонных), птеропод, диатомовых водорослей, губок и некоторых других. Здесь накапливаются фораминиферовые пески и алевриты, фораминиферо-птероподовые и птероподовые пески, кремнево-губковые осадки в высоких широтах, малокремнистые диатомо-терригенные илы,

обогащенные ОВ в областях апвеллинга у западных берегов материков, и др. Образующиеся здесь концентрации карбоната кальция (кальцита и арагонита) значительно уступают по своей массе концентрации его в мелководной области.

На абиссальных глубинах ложа океана осадконакопление и дифференциация вещества определяются жизнедеятельностью планктонных фораминифер, кокколитофорид, радиолярий и диатомовых водорослей. В низких и средних широтах образуются глобигериновые илы, в тропической зоне — кокколитовые илы, в высоких широтах и частично в экваториальной области — диатомовые и радиоляриевые илы (последние вблизи экватора). Наряду с этим в абиссальной области осуществляется накопление красной глубоководной глины, которая в большинстве случаев является терригенным осадком — скоплением тонких глинистых частиц, принесенных ветром и водой (океанские течения), реже аутигенным образованием — продуктом изменения в диагенезе пирокластического материала.

Хемогенная дифференциация вещества слабо проявляется или почти не имеет места в водоемах нивальной зоны и в высоких широтах океанов, заметно интенсивнее — в гумидной зоне и на основной акватории океанов, и наиболее интенсивно в аридной зоне, где в лагунах и заливах, частично или полностью изолированных от океана, происходит осаждение и разделение легко растворимых солей (сульфатов, хлоридов, комплексных солей) — заключительный акт осадочной дифференциации вещества.

Наиболее важным процессом, имеющим довольно широкое распространение, является осаждение карбоната кальция. Воды морей и океанов в низких широтах на мелководье постоянно или периодически насыщены или пересыщены бикарбонатами. Прогревание вод, волнение, фотосинтез водорослей уменьшают содержание углекислоты в воде и вызывают осаждение карбоната кальция. Химическое осаждение карбоната кальция наблюдается на отмелях, банках, в лагунах атоллов и рифов, в мелководной зоне океана, окраинных и внутренних морей. Осаждение его происходит в виде арагонита и магнезиального кальцита, при этом часто образуются оолиты, псевдоолиты, микроконкреции и т. п. Осаждения доломита, как правило, не наблюдается, а встречающиеся здесь отдельные его зерна и конкреции, вероятно, являются диагенетическими образованиями.

Железо в морских и океанических водах присутствует в виде коллоидов гидроокиси и железо-органических соединений. Железо-органические соединения подвергаются гидролизу с образованием коллоидов гидроокиси железа. Коагуляция коллоидов приводит к образованию гелевых комочков, которые разносятся волнами и течениями и осаждаются на дно. Размер этих комочков невелик, и они осаждаются совместно с глинистыми частицами. Вероятно, с этим связано увеличение содержания железа в глинистых осадках по сравнению с песчаными. Однако значительная часть железа не достигает дна, захватывается и усваивается организмами. Одним из потребителей железа являются диатомеи, о чем можно судить по изменению содержания железа в течение года в соответствии с циклом развития фитопланктона. После отмирания фитопланктона часть железа попадает на дно и накапливается, а часть снова переходит в железо-органические соединения. Осажденное железо в осадках, богатых ОВ, восстанавливается в сульфиды, в осадках, лишенных ОВ, образует рассеянные зерна и конкреции совместно с окислами и гидроокислами марганца. Поведение марганца сходно с поведением железа, но его содержится значительно

меньше, он более растворим и подвижен. Генезис железо-марганцевых конкреций дна океана сложный и до настоящего времени недостаточно хорошо изучен.

В осадках Тихого океана формируются конкреции двух типов. Первый образуется в гемипелагических областях; по составу и механизму образования он близок к конкрециям мелководных морей. Второй тип формируется в пелагических осадках [4].

Конкреции встречены в Тихом океане на глубинах 114—6000 м, но основная их масса тяготеет к глубинам 4000—6000 м.

Более высокие концентрации железа и марганца наблюдаются в рудоносных осадках океана вблизи срединных хребтов, зон разломов и в рифтовых долинах. Они связаны с эксгалятивной деятельностью — поступлением вещества из верхней мантии в виде гидротермальных растворов, газов. Влияние эксгалятивной деятельности на состав осадков можно определить по значению железо-марганцево-титанового модуля [8].

Химическое осаждение других компонентов в океанах не имеет существенного значения. Кремнезем практически не осаждается химическим путем, основная масса его извлекается организмами, фосфаты также не насыщают вод и химическое осаждение их осуществляется главным образом в процессе диагенеза. Микроэлементы осаждаются совместно с другими компонентами, адсорбированные поверхностью коллоидных частиц.

О климатической зональности. Климатическая зональность в океанах, несомненно, существует и сказывается на осадконакоплении. Она проявляется в наличии не только широтных климатических зон, но и меридиональных, связанных с отличием климата западных и восточных берегов. Климатическая зональность лучше выражена в размещении кремнистых осадков, которые образуют непрерывный пояс в высоких широтах Южного полушария, неясно выраженный и прерывистый пояс в Северном полушарии, а также субширотный экваториальный пояс диатомовых — этмодискуссовых (теплолюбивых диатомей) осадков. Последний частично перекрывается экваториальной зоной развития радиоляриевых илов.

Выделяется также субмеридиональный пояс кремнистых — диатомовых или терригенных осадков, обогащенных панцирями диатомей, связанный с холодными течениями и областями апвеллинга у западных берегов материков (Южная и Северная Америка в Тихом океане, Африка в Атлантическом океане). Настоящие диатомовые илы здесь обычно отсутствуют из-за близости суши и обилия терригенного материала, но содержание аморфного кремнезема в осадках нередко достигает 20—30%. У восточных берегов материков расположен пояс кораллово-водорослевых биогермов и интенсивного карбонатонакопления в области теплых течений.

В распределении карбонатных осадков климатическая зональность выражена хуже, хотя общая тенденция уменьшения интенсивности карбонатонакопления от низких широт к высоким наблюдается. Фораминиферовые пески, алевриты и илы широко распространены в Атлантическом океане от 55—60° ю. ш. до 60° с. ш. [1], а прослои осадков, обогащенных фораминиферами, встречаются в море Дэвиса и Северном Ледовитом океане. В Тихом океане фораминиферовые осадки встречаются от 55—60° ю. ш. до 35—40° с. ш. Естественно, на всем этом пространстве они не остаются одинаковыми — изменяется видовой состав, размер и характер раковины. В тропической зоне развиты главным об-

разом представители семейства Глобороталида, в умеренной и холодной — Глобогеринида и фораминиферы с агглютинированной раковиной.

Кокколитовые илы развиты только в тропической зоне океана и в морях низких широт, хотя представители кокколитофорид известны и в холодиых водах. Тропическая зона Земли является областью развития колониальных кораллов. Коралловые постройки встречаются как в областях с гумидным климатом (о. Новая Гвинея, Северный Квинсленд, Карибское море), так и в областях аридного климата (Красное море). Хемогенное осадконакопление приурочено также к низким широтам и проявляется на мелководье (банки, отмели, лагуны атоллов и т. п.).

Влияиие климата сказывается на характере и составе терригенных осадков. В высоких широтах терригенные осадки шельфа, материкового склона и даже ложа океана обогащены грубым материалом ледового разноса. В составе песчано-алевритовой фракцни осадков высоких широт наблюдается хорошая сохранность неустойчивых минералов, а в глинистой фракции преобладают гидрослюды и тонкодисперсный кварц.

Отмечая значение климата для осадконакопления в океанах, следует подчеркнуть, что выделение типов литогенеза, установленных на суше (гумидный, аридный, ивальный), правомерно для суши, водоемов суши, внутренних морей суши и не во всех случаях для окраинных морей океана. Океаны имеют глобальные масштабы, широкую широтную и меридиональную циркуляцию атмосферы и вод, что создает особый тип климата — океанический. При наличии широтной зональности в океанах имеется и меридиональная — выделяется климат западных и восточных берегов.

Существует и другая точка зрения. Так, А. П. Лисицын [2] выделяет в океанах все те же типы лнтогенеза, что и на суше: ледовый, аридный и гумидный.

Ледовый литогенез выделяется в высоких (полярных) широтах, где широко развит разнос грубого обломочного материала плавающими льдами, аридный — в областях пассатов, где испарение с открытой водной поверхности превышает количество выпадающих осадков и большое количество обломочного вещества заносится ветром, гумидный — в экваториальной области, влажных тропиках и умеренно-влажной зоне средних широт.

В связи с этим следует напомнить, что характерные для аридного литогенеза суши доломиты, сульфатные и хлоридные соли в современных донных осадках океанов в зоне пассатов не образуются.

Особенности литогенеза в районах срединно-океанических хребтов. В последние годы проводились интеисивные исследования осадкообразования в глубоководных желобах и рифтовых долинах срединно-океанических хребтов. Этими исследованиями выяснено, что наряду с нормальной пелагической седиментацией в глубоководных желобах и рифтовых долинах срединно-океанических хребтов происходит отложение из мутьевых потоков: терригенных, терригенно-вулканогенных и биогенных турбидитов (по составу компонентов), а также накопление эдафогенных образований — грубых несортированных продуктов тектонической дезинтеграции пород на склонах, перемещенных затем на дно осыпями, обвалами, оползнями и мутьевыми потоками [6 и др.].

Псефитовые разновидности эдафогенных образований сложены обломками диабазов, базальтов, габбро, серпентинитов, спилитов, метабазальтов и других пород. Песчано-алевритовые разновидности содержат комплексы минералов ба-

зальтов, толеитов, серпентинитов, габбро, зеленокаменных пород. Среди тонкодисперсных минералов встречаются монтмориллониты, тальк, хлорит, серпентин и др. Часть этих минералов, вероятно, являются вторичными — гидротермальными или продуктами изменения первичных минералов.

Достигнут также значительный прогресс в изучении гидротермальноизмененных осадков рифтовых долин срединно-океанических хребтов, зон разломов [2]. Гидротермальноизмененные осадки представлены нормальными пелагическими отложениями — красной глубоководной глиной, фораминиферовыми и кокколито-фораминиферовыми илами и др., обогащенными железом, марганцем и многими редкими элементами.

В настоящее время называть их гидротермальными можно только условно, так как все гипотезы их образования не предполагают обычный гидротермальный процесс.

К. Бостром и М. Петерсон (1969 г.), описавшие такие осадки во впадинах Хесса и Бауэра в Тихом океане, предполагают поступление газовых и водных эманаций из мантии в области рифтов в наддонную воду и затем осаждение металлов в современные осадки, образующиеся путем нормальной пелагической седиментации.

Н. М. Страхов [8] полагает, что металлы попадают таким путем с эксгаляциями, но в наддонной воде и даже в поровых водах осадков повышенных концентраций их не обнаруживается. Автор объясняет это медленностью пелагической седиментации, ничтожностью масс эманационных компонентов, которые не могут быть обнаружены современной методикой исследования в глубоких частях колонок осадков, а в верхних слоях, куда проникает кислород, железо и марганец окисляются и осаждаются, увлекая за собой микроэлементы.

А. П. Лисицын [2, 6], изучивший осадки впадины Бауэра и Хесса, а также некоторых других областей, приходит к выводу, что вообще никаких гидротермальных растворов не поступает: «Анализ изотопного состава воды показывает, что вода в иловых водах колонок, изученных в 8-м рейсе, соответствует придонной океанической воде. Поступление воды связано, таким образом, не с эксгаляциями и приходом ювенильных вод, а с воздействием придонной океанической воды на базальты» [2].

На настоящей стадии изучения механизм этого процесса еще недостаточно выяснен, ясно только одно — имеет место поступление вещества из недр Земли. Сказанное в равной мере относится и к гидротермально-осадочным образованиям рифта Красного моря (Г. Н. Батурин, 1971 г.).

Скорость осадконакопления и абсолютные массы осадков. Скорость осадконакопления и абсолютные массы осадков определяются количеством осадочного вещества, поступающего в бассейны седиментации (главное — это выносы рек и продукция живого вещества), расстоянием от суши и глубинами (циркумконтинентальный и батиметрический контроль), расположением и характером течений и халистатических зон, а также зависят от климата (в гумидных зонах поступает больше, в аридных — меньше осадочного вещества).

Как правило, вблизи континентов скорость осадконакопления и абсолютные массы осадков максимальны, в центральных частях океанов в пределах халистатических зон — минимальны. Аномально большие скорости осадконакопления наблюдаются вблизи устьев крупных рек (Ганг и Брахмапутра, Иравади, Ориноко и др.), повышенные — не характерные для центральных частей океанов — вблизи островов.

Темп осадконакопления зависит также от размеров бассейнов и площади их водосборов. Чем больше бассейн и меньше площадь его водосбора, тем ниже темп осадконакопления, и наоборот. Отношение площади водосбора к акватории для Атлантического океана равно 0,30; Индийского океана 0,09; Тихого океана 0,04; в этом же направлении убывает и скорость осадконакопления. Так, на значительных по размерам площадях приконтинентальной зоны Атлантического океана скорость осадконакопления 30—100 мм/1000 лет, в Индийском океане такая скорость наблюдается только в Бенгальском заливе, вблизи устья Инда и между Австралией и Тасманией, в Тихом океане — только в окраинных морях Беринговом и Охотском [2]. Максимальная скорость осадконакопления отмечена на шельфе Бирмы — 20 000 мм/1000 лет (Е. Шибольд, 1972 г.).

Подробное освещение процессов осадкообразования и геохимии донных осадков океанов дано в двух новейших больших монографиях [4, 5].

Количественная характеристика современного осадконакопления дана в работах Н. М. Страхова [8], А. П. Лисицына [2], К. Бострома и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В.* Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1976. 579 с.

2. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. М., Наука, 1978. 392 с.

3. *Логвиненко Н. В.* О некоторых теоретических и методических проблемах современной литологии. — В кн.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., Наука, 1976, с. 41—47.

4. *Океанология.* Химия океана. Том II. Геохимия донных осадков. Отв. ред. И. И. Волков. М., Наука, 1979. 531 с.

5. *Океанология.* Геология океана. Том I. Осадкообразование и магматизм океана. Отв. ред. П. Л. Безруков. М., Наука, 1979. 570 с.

6. *Палеонтология* и морская геология. М., Наука, 1976.

7. *Романкевич Е. А.* Геохимия органического вещества в океанах. М., Наука, 1976.

8. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука, 1976. 299 с.

Глава 2

КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Классификацией континентальных осадков занимались В. А. Обручев, Н. И. Николаев, Л. Д. Белый, Д. В. Наливкин, Е. В. Шанцер, З. Кукал и др.

Первая классификация морских осадков принадлежит Меррею и Ренару (1891 г.). Позже классификацией морских осадков занимались Крюмелль, К. Андре, М. В. Кленова, Д. В. Наливкин, П. Л. Безруков и А. П. Лисицын, О. К. Леонтьев, Ф. Шепард, П. Л. Безруков и др., В. Т. Фролов [2] и др.

Основой для подразделения современных осадков могут служить факторы осадконакопления (текучие воды, ветер, лед, волны, течения, прибойный поток и т. п.), физико-географические условия — обстановки осадконакопления (предполагающие более детальное подразделение с учетом элементов ландшафта и не только фактора осадконакопления, но и изменение его интенсивности и т. д.) и вещественный состав осадков. Идеальная классификация предполагает применение всех трех принципов подразделения осадков.

Осадочных отложений	Подземноводный	Пещерная (спелеогенная)		Терригенные и натечные тнпы пещерных отложений
		Отложения источников (фонтанальная)		Известковые туфы, травертины
	Ледниковый (гляциальный)	Собственно ледниковая (ортогляционная)		Основные (донные) морены
				Абляционные морены
				Краевые морены
		Водно-ледниковая (парагляциальная)	Ледниково-речная (флювиогляциальная)	Внутриледниковый (интрагляциальный)
				Приледниковый (перигляциальный)
			Ледниково-озерная (лимногляциальная)	Ледниково-озерный (лимногляциальный)
	Ветровой (эоловый)	Перевеянных отложений (перфляционная)		Эоловые (перевеянные) пески
		Навеянных отложений (суперфляционная)		Эоловые (навеянные) лёссы

Таблица 2-2

Классификация морских осадков

Генетический комплекс Формация	Генетическая группа Субформация — группа макрофаций	Генетические типы Макрофации	Генетические подтипы Фации
Береговой зоны и мелководного шельфа Биогенно-терригенная	Литорали	Береговой зоны с интенсивной динамикой	Скал, камней и каменистых бенчей Валунно-галечниковых пляжей Галечниковых пляжей
		Береговой зоны с ослабленной динамикой	Песчаных пляжей, аккумулятивных террас и кос Песчаных баров и отмелей
		Берегов, защищенных от волн	Илистых осушек Ваттов и маршей Мангровых зарослей
	Подводного берегового склона	Прибрежной зоны с активной динамикой	Прибрежных галечников Прибрежных песков, раковинных песков и ракушечников Оолитовых песков
		Прибрежной зоны с ослабленной динамикой	Песчано-алевритовых илов Алевро-пелитовых илов (биогенных и терригенных) с глауконитом
	Мелководного шельфа	Области циркулярных течений	Песчаных и песчано-алевритовых осадков с ракушкой (терригенных и биогенных)
Мелководного шельфа и островов Биогенная карбонатная рифовая	Рифов	Береговых и окаймляющих рифов, барьерных рифов	Биогермы кораллово-водорослевых рифов Брекчий, конгломератов и песков внешнего подводного склона Алеврито-пелитовых илов лагун (карбонатных илов)

		Атоллов	Коралловo-водорослевых биогермов Брекчий, конгломератов, песков пляжей (бич рок и риф рок) и внешнего подводного склона Песчано-алеврито-пелитовых карбонатных илов лагун
Глубоководного шельфа Биогенно-терригенная	Возвышенностей глубоководного шельфа	Возвышенностей глубоководного шельфа	Терригенных песков и алевритов (иногда галечников) Глауконито-терригенных песков Фораминиферовых песков и алевритов Кремнево-губковых осадков высоких широт
	Впадин и котловин глубоководного шельфа	Впадин и котловин глубоководного шельфа	Алевро-пелитовых диатомо-терригеных илов с ОВ, сульфидами железа и фосфоритами областей апвеллинга Алевро-пелитовых фораминиферовых илов с костями позвоночных, сульфидами железа и фосфоритами
Шельфа и материкового склоиа высоких широт Терригенная с грубым материалом ледового разноса	Шельфа и материкового склона высоких широт	Шельфа и материкового склона высоких широт	Терригенных алевритовых и алевро-пелитовых илов с грубым материалом ледового разноса
Подводных каньонов и нижней части материкового склона Терригенная турбидитовая	Подводных каньонов	Верхней и средней части подводных каньонов	Терригенных песков и алевритов с галькой, щебнем с градационной слоистостью
		Конусов выноса подводных каньонов	Терригенных песков и алевритов, алевропелитов с градационной слоистостью
	Нижней части материкового склона	Нижней части материкового склона	Терригенных песков, алевритов с галькой, щебнем с градационной слоистостью Глауконито-терригенных песков, алевритов с градационной слоистостью

2—556

Продолжение табл. 2-2

Генетический комплекс Формация	Генетическая группа Субформация — группа макрофаций	Генетические типы Макрофации	Генетические подтипы Фации
Материкового склона океана и впадин котловинных морей низких широт Терригенно-биогенная, карбонатная	Материкового склона океана низких широт	Материкового склона океана низких широт	Глауконито-терригенных песков Терригенных глинистых илов Терригенно-карбонатных илов с пирокластикой
	Впадин котловинных морей низких широт	Впадин котловинных морей низких широт	Фораминиферовых илов Фораминиферо-кокколитовых илов Кокколитовых илов
Материкового склона океана и впадин окраинных морей высоких широт Вулканогенно-биогенно-терригенная	Материкового склона океана высоких широт	Материкового склона океана высоких широт	Диатомо-терригенных илов с сульфидами железа и аутигенным глауконитом Диатомо-терригенных илов с пирокластическим материалом
	Впадин окраинных морей высоких широт	Впадин окраинных морей высоких широт	Диатомовых и диатомо-терригенных илов Диатомо-терригенных илов с прослоями вулканогенного материала
Подножий хребтов и возвышенностей ложа океана Биогенно-терригенная, турбидитовая	Подножий подводных хребтов	Подножий подводных хребтов	Глубоководных турбидитов терригенного и биогенного состава с грубым материалом обвального генезиса
	Подножий возвышенностей ложа океана	Подножий возвышенностей ложа океана	Глубоководные турбидиты — фораминиферо-кокколитовые и фораминиферовые пески, алевриты с градационной слоистостью
Возвышенностей ложа океана Биогенная карбонатная	Возвышенностей ложа океана тропической зоны	Возвышенностей ложа океана тропической зоны	Фораминиферовые пески и алевриты Фораминиферо-птероподовые пески и алевриты

	Возвышенностей ложа океана средних широт	Возвышенностей ложа океана средних широт	Фораминиферовые пески с железо-марганцевыми конкрециями Фораминиферовые алевриты
Абиссальных равнин ложа океана (до глубины 4000—5000 м) Биогенная карбонатная, планктоногенная	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Фораминиферовых илов с железо-марганцевыми конкрециями Фораминиферо-кокколитовых илов Радиоляриево-фораминиферовых илов
	Абиссальных равнин ложа океана средних широт	Абиссальных равнин ложа океана средних широт	Фораминиферовых илов с железо-марганцевыми конкрециями Диатомо-фораминиферовых илов
Абиссальных равнин ложа океана Биогенная кремнистая, планктоногенная	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Абиссальных равнин ложа океана тропической зоны	Радиоляриевых илов Диатомовых (этмодискусовых) илов Диатомо-радиоляриевых илов
	Абиссальных равнин ложа океана высоких широт	Абиссальных равнин ложа океана высоких широт	Диатомовых илов Диатомо-терригенных илов
Абиссальных равнин ложа океана Терригенно-аутигенная	Абиссальных равнин ложа океана (красной глубоководной глины)	Абиссальных равнин ложа океана (красной глубоководной глины)	Красной (коричневой) глубоководной глины с железо-марганцевыми конкрециями Цеолитной глины (обогащенной монтмориллонитом и цеолитами)

В классификации современных континентальных осадков Д. В. Наливкина (1955 г.) в основу положены физико-географические условия образования осадков — обстановки осадконакопления. Им выделяется формация «материк», которая подразделяется на шесть нимий: дельта, прибрежная равнина, пустыня, горное подножье, горный хребет и долосклон. В каждой нимии содержится по несколько сервий, причем одна и та же сервия может повторяться в нескольких нимиях (например, речная долина). В пределах сервий выделяются от одной до нескольких фаций.

Иначе производит классификацию континентальных осадков Е. В. Шанцер [3]. В основу подразделения им принята физическая природа ведущего фактора аккумуляции осадков, а также динамика развития их аккумуляции (табл. 2-1).

В классификации П. Л. Безрукова и А. П. Лисицына (1960 г.) морские и океанические осадки подразделены по вещественному составу на 10 групп: обломочные, глинистые, пирокластические, кремнистые, (более 10% SiO_2), карбонатные (более 10% $CaCO_3$), железистые (более 5% Fe_2O_3), глауконитовые (более 10% глауконита), марганцевые (более 2% MnO_2), фосфатные и осадки, обогащенные $C_{орг}$.

Ф. Шепард рассматривает только глубоководные осадки, подразделяя их на две группы: терригенные и пелагические, которые делятся на типы осадков.

Классификация глубоководных осадков Тихого океана, предложенная П. Л. Безруковым, В. П. Петелиным и Алексиным (1970 г.), основана на генезисе и вещественном составе. Авторы выделяют следующие типы осадков.

I. Терригенные (обломочные и глинистые).

II. Биогенные.

1. Кремнистые: а) диатомовые, б) диатомово-радиоляриевые, в) кремнево-губковые

2. Карбонатные: а) фораминиферовые и кокколитофоридо-фораминиферовые, б) птероподо-форамиииферовые, в) кораллово-водорослевые, г) ракушечники.

3. Кремнисто-карбонатные: а) диатомово-фораминиферовые, б) радиоляриево-фораминиферовые.

III. Полигенные глинистые осадки — красная глубоководная глина.

IV. Пирокластические (вулканогенные) осадки.

V. Аутигенные осадки (седиментогенно-диагенетические): а) железо-марганцевые конкреции и плиты, б) фосфориты.

В. Т. Фролов [2] предложил измененную им классификацию генетических типов морских образований, в которой выделяется четыре генетических ряда: вулканогенный, биохемогенный, мотогенный (терригенный) и подводно-элювиальный, подразделяемых в свою очередь на 13 генетических групп.

В классификации Е. Олаусона (1966 г.) и В. Бергера рассматриваются пелагические и гемипелагические отложения.

1. Пелагические глины и оозы. Медиана менее 5 мкм, менее 25% фракции диаметром более 5 мкм имеют терригенное, вулканогенное или неритовое происхождение.

А. Пелагические глины — $CaCO_3$ и SiO_2 менее 30%: слабоизвестковистые — 1—10% $CaCO_3$; сильноизвестковистые — 10—30% $CaCO_3$; слабокремнистые — 1—10% SiO_2; сильно кремнистые — 10—30% SiO_2.

Б. Оозы — $CaCO_3$ или кремнистых остатков более 30%: мергелистые — $CaCO_3$ более 30% и менее 66%; меловые — $CaCO_3$ более 66%; диатомовые, радиоляриевые — $CaCO_3$ менее 30%, SiO_2 более 30%.

II. Гемипелагические илы. Медиана более 5 мкм, более 25% фракции крупнее 5 мкм терригенного, вулканогенного или неритового происхождения.

А. Известковые илы — $CaCO_3$ более 30%: мергелистые — $CaCO_3$ менее 66%; меловые — $CaCO_3$ более 66%; фораминиферовые, кокколитовые — $CaCO_3$ скелетного генезиса более 30%.

Б. Терригенные илы — $CaCO_3$ менее 30%, преобладают кварц, полевой шпат и др.

В. Вулканогенные илы — $CaCO_3$ менее 30%, преобладает пепел и др.

III. Пелагические или гемипелагические отложения:

1 — доломито-сапропелевые илы, 2 — темные карбонатные глины и илы — сапропели, 3 — кремнистые аргиллиты и кремнистые сланцы, 4 — известняки.

В приведенной классификации неудачны термины — известияки и сланец, которые непригодны для современных осадков.

В классификации морских осадков Н. В. Логвиненко [1] дана двойная номенклатура в аспекте генетических комплексов и генетических типов (подтипов) и формаций и фаций (табл. 2-2).

В табл. 2-2 наименования генетических подтипов и фаций даны по обстановке осадконакопления и составу (терригенные, карбонатные, кремнистые, песчаные, алевритовые, глинистые, диатомовые, фораминиферовые и т. п.). При наименовании по составу использованы правила петрографии осадочных пород — осадок или порода называются по тому компоненту, содержание которого достигает 50% и более.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Логвиненко Н. В.* Морская геология. Л., Недра, 1980. 343 с.

2. *Фролов В. Т.* Основы генетической типизации морских отложений. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана, Л., 1980, с. 42—47.

3. *Шанцер Е. В.* Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений. Сущность и значение понятия «генетический тип отложений» и аллювий как его эталон. — Литол. в исслед. Геол. ин-та АН СССР. М., 1980, с. 56—95.

Часть II

ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Глава 3

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Осадочной породой называют геологическое тело, возникшее из продуктов физического и химического разрушения литосферы в результате химического осаждения и жизнедеятельности организмов, или того и другого одновременно [1].

Осадочные породы представляют собой минеральные агрегаты с тем или иным составом минералов — парагенезом минералов, который определяется характером исходного вещества (составом материнских пород и продуктов их разрушения) и условиями среды образования осадка и породы. Размер частиц (зерен) породы, их форма и взаимное сочетание между собой определяют структуру породы.

Осадочные породы одновременно являются геологическими телами — пластами, слоями, линзами и т. п. разной формы и размера, залегающими горизонтально, наклонно или складчато. Внутреннее строение этих тел, обусловленное ориентировкой, взаимным расположением составных частей и способом выполнения пространства, называется текстурой породы. В англоязычной литературе понятия структуры и текстуры прямо противоположны. Для большинства осадочных пород характерна слоистая текстура (наличие слоистости). Это дало основание называть осадочные породы также «слоистыми» (Г. Розенбуш, 1934 г.).

Образование осадочных пород в самом общем виде можно представить в виде такой схемы: возникновение исходных продуктов путем разрушения материнских пород, перенос вещества водой, ветром, ледниками и осаждение его на поверхности суши и в водных бассейнах. На путях переноса и в водных бассейнах поступают дополнительные порции вещества благодаря вулканическим извержениям, осаждению из водных растворов и деятельности организмов. В результате образуется осадок, сложенный различными компонентами и насыщенный водой. Осадок — это сложная и неуравновешенная физико-химическая система (частично биологическая), которая долгое время изменяется за счет внутренних ресурсов вещества и энергии (химические и биологические процессы) и постепенно превращается в осадочную породу. Осадочная порода, в отличие от осадка, часто плотная и даже сцементированная (зерна ее скреплены цементом).

Попадая на большие глубины в толщу пород стратисферы (в результате длительного опускания), осадочные породы изменяются и превращаются сначала в метаморфизованные осадочные породы (глинистые и др. сланцы, песчаники→кварциты и др.), а затем в метаморфические породы (кристаллические сланцы, гнейсы и др.). При поднятии территории осадочные породы выходят на поверхность земли и разрушаются — выветриваются.

Осадочные породы составляют более 5% вещества твердой земной коры — литосферы и покрывают около 75% поверхности суши. Мощность осадочного покрова составляет от 0 или нескольких метров на древних кристаллических щитах до 20—25 км в геосинклиналях. Средняя мощность осадочной толщи литосферы составляет около 4—4,5 км.

По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому, на платформах соотношение различных типов осадочных пород следующее: пески 22,1%, глины 46,2%, карбонаты 24,4%, доломиты, гипсы, соли 2,8%, эффузивы 4,5%. В геосинклиналях наблюдаются несколько иные соотношения: пески 18,7%, глины (и глинистые сланцы, аргиллиты) 39,0%, карбонаты 21,0%, доломиты, сульфаты, соли 0,3% и эффузивы 21,0%.

Средний химический и минеральный состав осадочных пород приведен в табл. 3-1 и 3-2.

Таблица 3.1

Средний химический состав осадочных пород, по Суйковскому (1952 г.)

Окислы	Содержание, %	Окислы	Содержание, %
SiO_2	59,17	MgO	1,85
TiO_2	0,77	CaO	9,90
Al_2O_3	14,47	BaO	0,12
Cr_2O_3	0,03	SrO	0,04
Fe_2O_3	6,32	K_2O	2,77
FeO	0,99	Na_2O	1,76
NiO	0,02	P_2O_5	0,22
MnO	0,80		
		Сумма	100,00

Таблица 3-2

Средний минеральный состав осадочных пород, по Твенхофелу (1936 г.)

Минералы	Содержание, %	Минералы	Содержание, %
Кварц	34,80	Доломит, сидерит	9,07
Мусковит, серицит, гидрослюда	15,11	Кальцит	4,25
Другие глинистые минералы	14,51	Гипс, ангидрит	0,97
Ортоклаз	11,02	ОВ	0,73
Альбит	4,55	Магнетит	0,07
		Титанит, ильменит	0,02
		Сумма	99,45

Классификация осадочных пород основана на их составе и условиях образования. По генезису выделяют породы обломочные, химические и органогенные (В. И. Лучицкий, 1948 г.) или обломочные, глинистые и хемобиогенные (М. С. Швецов, 1958 г.; Л. Б. Рухин, 1969 г.). Дальнейшее подразделение в пределах этих крупных групп производится по вещественному и минеральному

составу. Так, например, в хемобиогенной группе выделяют глиноземистые, железистые, марганцевые и другие породы. Железистые породы в свою очередь разделяются на окисные карбонатные, силикатные и смешанного состава. В некоторых классификациях учитывают также условия залегания и текстуры — выделяются пластовые, конкреционные и другие разности.

Существуют и другие принципы классификации. Л. В. Пустовалов (1940 г.) в основу подразделения осадочных пород положил теорию осадочной дифференциации вещества. Он выделяет ряды пород, возникшие при механической и химической дифференциации вещества. В. П. Батурин (1937 г.) классифицирует осадочные породы по фазам исходного вещества, из которого образуются породы; Ф. Петтиджон — по тектоническому фактору — тектоническим условиям формирования пород, и т. п. Однако все эти классификации достаточно сложны и громоздки и поэтому не получили широкого распространения.

При классификации любых природных объектов и явлений следует, конечно, стремиться к использованию генетического принципа. Однако большая часть осадочных пород представляет собой полигенетические образования, т. е. образуется разными способами, и поэтому чисто генетическая классификация с выделением крупных групп пород по генетическому признаку (например, обломочные, химические и биогенные) неудобна. Так, например, карбонатные породы — известняки и доломиты могут образоваться всеми этими способами (табл. 3-3).

Таблица 3-3

Состав и происхождение осадочных пород

Генезис	Состав*									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Обломочный	+	+	+	+				+		
Химический		+	+	+	+	+	+	+	+	
Хемобиогенный				+	+	+	+	+		
Биогенный						+	+	+		+

* 1 — галечники, конгломераты, пески, песчаники, алевриты, алевролиты; 2 — глины и аргиллиты; 3 — латериты и бокситы; 4 — железистые породы; 5 — марганцевые породы; 6 — фосфатные породы; 7 — кремнистые породы; 8 — известняки и доломиты; 9 — сульфатные, хлоридные и другие соли; 10 — каустобиолиты.

И только обломочные породы, соли и ископаемые угли являются моногенетическими образованиями.

На основании этого целесообразно за основу подразделения осадочных пород принять вещественный состав и генезис одновременно, при этом не следует выделять крупные подразделения пород по генезису, как это делалось раньше, а использовать этот признак в широком и узком смысле слова вплоть до учета обстановок осадконакопления в пределах подразделений, выделенных по вещественному составу.

По вещественному составу и генезису выделяются следующие группы пород (рис. 3-1): обломочные, глинистые (алюмосиликатные и силикатные), глиноземистые (аллитные), железистые, марганцевые, фосфатные, кремнистые, карбонатные, соли и каустобиолиты.

Образование осадочных пород начинается с физического выветривания материнских пород, с образования обломков пород и минералов, поэтому обло-

мочные породы как продукты начальной стадии дифференциации вещества помещены внутрь циклограммы, а все остальные на окружности. Таким образом, центр циклограммы отвечает 100% обломочного компонента, а окружность — 100% хемогенного и хемобиогенного компонента. Промежуточные окружности, соответствующие 5, 50 и 95% содержания того или иного компонента, отражают соотношение между компонентами и определяют название породы. Назва-

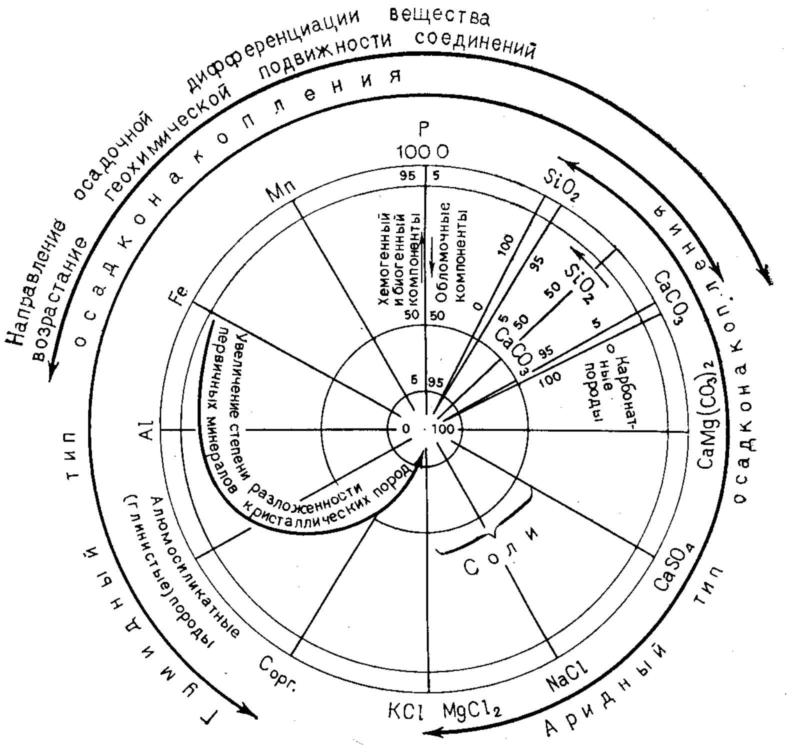


Рис. 3-1. Циклограмма классификации осадочных пород, по И. М. Страхову и Н. В. Логвиненко

ние породы дается по тому компоненту, содержание которого более 50%; если содержаиие компонента в пределах 5—50%, он находит отражение в названии в виде прилагательного; при содержании компонента менее 5% он не находит отражения в названии породы, а только отмечается при ее описании.

Рассматривая циклограмму, нетрудно установить, что порядок расположения пород (от обломочных через глинистые алюмосиликатные и силикатные и далее по часовой стрелке) показывает направление осадочной дифференциации вещества. Обломочные, глинистые, глиноземистые и железистые породы представляют собой ряд последовательного, все более глубокого разложения минералов магматических и метаморфических пород. Фосфатные, кремнистые, карбонатные породы и соли образуются из растворов и в результате жизнедеятельности организмов. Особняком стоят каустобиолиты — продукты жизнедея-

тельности растений в условиях гумидного климата. Породы, стоящие в левой и верхней частях циклограммы, являются продуктами гумидного литогенеза, в правой и нижней частях — аридного литогенеза, в центре — нивального литогенеза [1].

Имеются также породы смешанного состава — переходные между основными типами (обломочными и карбонатными, карбонатными и кремнистыми и т. п.) и между вулканогенными и осадочными, представляющие собой смесь осадочного, главным образом обломочного материала и вулканогенного — твердых продуктов вулканических извержений (вулканогенно-осадочные). Некоторые исследователи выделяют самостоятельно цеолитные, сернистые, медистые и некоторые другие породы (Л. Б. Рухин, 1969 г.), однако выделение их вряд ли оправдано, так как это обычно терригенные породы (обломочные) или карбонатные с примесью названных минералов (всего несколько процентов).

Дальнейшее подразделение в пределах выделенных крупных групп осадочных пород по вещественному составу производится по генезису, минеральному составу, структуре (размеру частиц).

Количественная классификация отдельных типов осадочных пород разрабатывалась многими исследователями (Вишняков, Флоренский, Г. И. Теодорович, Л. Б. Рухин, М. С. Швецов, Н. В. Логвиненко и др.). Наиболее разработанная количественная классификация продуктов выветривания, пирокластических и осадочных пород принадлежит чешскому седиментологу И. Конта. Количественный компонентный или минеральный состав И. Конта (1972 г.) изображает на треугольных диаграммах, при этом приняты следующие градации для большинства пород: 10, 50 и 90% и иногда дополнительно 20 и 80%.

Компонентный состав осадочных пород. Осадочные породы состоят из различных по составу и происхождению компонентов: аллотигенных, аутигенных, органических остатков разного типа, вулканогенного и космогенного материала.

Аллотигенные компоненты составляют основную массу обломочных и некоторых глинистых пород и входят в виде примеси во многие другие породы. Они представлены обломками минералов и различных пород. В настоящее время известно более 200 аллотигенных минералов и большое количество обломков самых различных горных пород. Теоретически все известные минералы и горные породы нашей планеты могут встречаться в виде обломков в осадках и осадочных породах. Однако, как правило, в осадочных породах мы встречаем обломки наиболее устойчивых минералов и пород. Среди них на первом месте находится кварц, затем следуют мусковит, гидрослюда, каолинит, лимонит, полевые шпаты (главным образом кислые плагиоклазы), обломки горных пород (преобладают обломки кремнистых и эффузивных пород) и далее все остальные минералы.

Аллотигенный характер минералов определяется по окатанности или угловатости (в случае, если перенос и обработка были непродолжительными) зерен и обломков.

Аллотигенные минералы образуют в осадочных породах определенные, часто весьма характерные ассоциации, состав которых отражает состав пород питающей провинции или источников сноса обломочного материала (табл. 3-4).

Между минеральным и гранулярным составом осадочных пород наблюдается определенная зависимость: обломки горных пород преобладают в составе грубообломочных пород и в значительных количествах встречаются в песчаных породах, глинистые минералы концентрируются в глинистых породах, слюды —

Таблица 3-4

Ассоциации тяжелых минералов и исходные породы [3]

Ассоциации	Источники
Апатит, биотит, брукит, роговая обманка, монацит, мусковит, рутил, титанит, турмалин (розовый), циркон	Кислые изверженные породы
Касситерит, дюмортьерит, флюорит, гранат, монацит, муковит, топаз, турмалин (синий), вольфрамит, ксенотим	Гранитные пегматиты
Андалузит, хондродит, корунд, гранат, флогопит, ставролит, топаз, везувиан, волластонит, цоизит	Контактово-метаморфические породы
Андалузит, хлоритоид, эпидот, гранат, глаукофан, дистен, силлиманит, ставролит, титанит, цоизит-клиноцоизит	Динамотермальные метаморфические породы
Барит, железные руды, лейкоксен, рутил, турмалин (окатанные зерна), циркон (окатанные зерна)	Переработанные осадки (осадочные породы)
Авгит, хромит, диопсид, гиперстен, ильменит, магнетит, оливин, пикотит, плеонаст	Основные изверженные породы

в песчано-алевритовых и глинистых породах, минералы тяжелой фракции — в песчаных породах.

Первичный состав аллотигенных минералов изменяется под влиянием процессов диагенеза, вторичных изменений осадочных пород, и при их выветривании — разрушении на земной поверхности — неустойчивые минералы разрушаются и вместе с тем образуются новые минералы по обломочным зернам (слюды и гидрослюды, каолинит, монтмориллонит, хлорит, цеолиты и ряд других). Интенсивность вторичных изменений связана с их продолжительностью, т. е. с возрастом пород, в результате чего в древних породах преобладают устойчивые минералы и минералы — новообразования, а в молодых породах в значительных количествах могут присутствовать неустойчивые минералы.

Аутигенные компоненты. В осадках и осадочных породах описано свыше 200 аутигенных минералов. Среди них наибольшее значение имеют глинистые минералы, карбонаты, сульфаты, соли, хлориты, окислы и гидроокислы железа, марганца, алюминия, кремнезема, фосфаты и некоторые другие. Аутигенные минералы слагают основную массу карбонатных, сульфатных, фосфатных, железистых, марганцевых, глиноземистых пород, солей, часть глинистых пород, а также широко распространены в цементах обломочных пород и в конкрециях.

Аутигенный характер минералов определяется по целому ряду признаков: идиоморфности кристаллов в порах и пустотах, гипидиоморфной форме зерен

и мельчайшими размерами в массе хемогенных пород и в цементах обломочных пород, сферолитовому и оолитовому строению, наличию колломорфных структур, замещению обломочных зерен и т. п. Аутигенные минералы возникают в осадке или породе и являются индикаторами физико-химических и термодинамических условий среды.

Минералами-индикаторами pH являются гидроокислы железа и кремния — образуются в кислых, слабокислых и нейтральных условиях среды и устойчивы в слабощелочных условиях, кальцит и доломит образуются в щелочной среде — pH более 7,5, сидерит в нейтральной и слабощелочной среде — pH 7,0—7,2. Минералы группы каолинита возникают в кислой среде, гидрослюды — в слабощелочной, монтмориллонит — в щелочной среде.

Минералами-индикаторами Eh служат пирит, сидерит, шамозит, глауконит, окислы и гидроокислы железа и марганца. Пирит образуется в резко восстановительной обстановке при отрицательных значениях Eh, сидерит — в слабовосстановительной, нейтральной и слабоокислительной среде. В подобных условиях возникает и глауконит. Окислы и гидроокислы железа и марганца образуются в окислительной среде при высоких положительных значениях Eh.

Минералами — показателями солености являются карбонаты, сульфаты, соли: доломит осаждается при солености от 4 до 15%, сульфаты (гипс, ангидрит) при солености свыше 12—15%, галит — когда концентрация раствора достигает 25—27%, а калийно-магнезиальные соли — при солености более 30—32%.

Изучение аутигенных минералов осадочных пород показывает, что они образуют закономерные ассоциации — парагенезы. Можно говорить о парагенетических рядах аутигенных минералов совместного или последовательного осаждения и рядах превращений минералов [1]. Примером рядов первого типа является осаждение галита с гипсом, ангидритом и полигалитом, которое происходит в солеродных озерах и лагунах после отложения гипса. В морских осадках, содержащих ОВ, по мере уменьшения степени восстановленности в процессе диагенеза образуются пирит, сидерит, шамозит и глауконит.

Примером рядов второго типа является широко распространенное изменение глинистых минералов в катагенезе и метагенезе: каолинит-гидрослюда 1*M* — гидрослюда $2M_I$ — серицит $2M_I$ — мусковит $2M_I$. При процессах выветривания наблюдается изменение в обратном направлении — переход слюд в гидрослюды и в каолинит. Подобные ряды превращений минералов известны также среди хлоритов, окислов и гидроокислов железа и др. Условия образования аутигенных минералов подробно освещаются в специальной работе Г. И. Теодоровича (1958 г.), Е. П. Ермоловой (1956 г.), а с позиций физической химии и термодинамики Р. Гаррелсом и Ч. Крайстом (1968 г.) и М. Ф. Стащуком (1968 г.).

Органические остатки. В осадочных породах присутствуют органические остатки или следы жизнедеятельности организмов. В породах биогенного происхождения органические остатки являются преобладающим компонентом, а в некоторых случаях они целиком сложены ими (многие известняки, мел, диатомиты, ископаемые угли и др.).

Наиболее важными осадко- и породообразователями являются организмы с кремневой раковиной или скелетом (диатомеи, радиолярии, губки, силикофлагеляты), с известковой раковиной или скелетом (фораминиферы, каменистые губки, кораллы, мшанки, брахиоподы, пелициподы, гастроподы, цефалоподы, тентакулиты, остракоды, кокколитофориды, синезеленые, зеленые и багряные во-

доросли), с фосфорнокислым скелетом (позвоночные и некоторые виды брахиопод).

Фораминиферы, иглокожие, пелициподы, цефалоподы строят свою раковину из кальцита, кораллы, гастроподы, птероподы, зеленые водоросли — халимеды из арагонита, багряные водоросли и трубочки червей — из магнезиального кальцита; высокое содержание магния отмечается также в постройках мшанок.

Организмы, строящие свою раковину или скелет из высокомагнезиального кальцита, широко распространены в водах теплых морей, но встречаются и в умеренных широтах.

Скопления растительных остатков дают начало торфу, ископаемым углям (псилофитовые папоротникообразные, папоротники, хвощи, каламиты, хвойные, кордаитовые и цветковые), фито- и зоопланктон морей и океанов — нефти и другим битумам.

Черви и бактерии в ископаемом состоянии, как правило, не сохраняются, однако в осадках и осадочных породах, где они обитали, мы почти всегда обнаруживаем ясные следы их жизнедеятельности: ходы червей илоедов (иногда их настолько много, что осадок почти полностью переработан ими), накопление минерального вещества — карбонатные, железистые выделения, самородная сера и др.

К следам жизнедеятельности организмов относятся также скопления их экскрементов, следы передвижения и отпечатки.

Описание органических остатков имеется в работах В. П. Маслова [2], Л. Б. Рухина и др., И. В. Хворовой, Р. Ф. Геккера.

Вулканогенный материал. В значительной части осадков и осадочных пород в том или ином количестве присутствует вулканогенный материал. Обычно он представлен пирокластикой — обломками вулканического стекла, обломками эффузивных и других пород и различных минералов: пироксенов, амфиболов, кварца, кристобалита, полевых шпатов (часто санидина и анортоклаза), биотита, лейцита и др. В отличие от обломочного материала минералы вулканогенного происхождения попадают в осадки, не подвергаясь выветриванию и механической обработке. Так, например, в современных осадках Тихого океана широко распространены обломки кислого вулканического стекла (показатель преломления до 1,530), андезина, обычной зеленой роговой обманки, представленные свежими невыветрелыми, мелкими угловатыми зернами. При значительном содержании пирокластического материала возникают прослои вулканического стекла, пемзы и осадки и породы смешанного состава — вулканогенно-осадочные.

Помимо обломочного материала, вулканы поставляют большое количество растворенных в воде элементов (кремния, железа, марганца, меди, мышьяка, свинца, цинка и др.), газов, что сильно изменяет минералогию и геохимию осадков и пород и в целом ряде случаев является причиной образования месторождений полезных ископаемых. Аналогичный процесс наблюдается в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов океанов и в рифтах внутренних морей.

Космогенный материал. Космогенный материал не играет существенной роли в осадках и осадочных породах, хотя метеоритное вещество и космическая пыль постоянно поступают на поверхность Земли. Однако количество космического материала настолько невелико (тысячи, первые десятки тысяч тонн в год), что мы его редко обнаруживаем. Только в глубоководных отло-

жениях океанов (красная глубоководная глина, радиоляриевый и фораминиферовый ил), накопление которых происходит очень медленно, встречаются силикатные шарики, шарики никелистого железа, правильные октаэдрические кристаллы магнетита, вероятно, космического происхождения. Иногда подобный материал обнаруживают в осадочных породах. Так, например, в отложениях кембрия Эстонии найдены шарики никелистого железа (магнетита) (Х. А. Вийдинг, 1965 г.). К космогенному материалу Ф. Шепард (1969 г.) относит самородное железо.

Пористость. Одним из наиболее важных свойств осадочных пород является пористость. Различают полную, или абсолютную, пористость и открытую, или эффективную, пористость. Первая включает все поры пород, вторая — только поры, сообщающиеся между собой и с атмосферой. Величина полной пористости определяет степень изменения пород, эффективная пористость представляет интерес для суждения о свойствах коллекторов нефти и газа. Пористость осадочных пород изменяется в широких пределах от 70—90% в озерных и некоторых морских илах, 50—60% в лёссах и лёссовидных суглинках до 1—2% в аргиллитах и глинистых сланцах. Она зависит в зернистых и глинистых породах от гранулометрического состава, степени сортировки, формы зерен и способа их укладки, а также от вторичных изменений осадочных пород. В других типах пород факторы, определяющие пористость, более сложные и не всегда достаточно определенные, и величина пористости определяется условиями их образования и последующего изменения. В общем случае пористость зависит от степени цементации и вторичных изменений осадочных пород. Особенно большая пористость и кавернозность наблюдаются в карбонатных породах, в известняках, представляющих собой ископаемые рифовые массивы.

Полная пористость определяется по формуле

$$П = \left(1 - \frac{\gamma_0}{\gamma}\right) \cdot 100, \ \%,$$

где П — пористость, γ — плотность, γ_0 — средняя плотность сухой породы, для пород влажных вводится поправка на влажность.

Эффективная пористость определяется пропитыванием образцов пород различными жидкостями или подсчитывается в шлифах под микроскопом. Сведения о пористости осадочных пород имеются в монографиях по нефтегазоносным отложениям, а также инженерной геологии и грунтоведению (В. П. Батурин, В. Энгельгардт и др.).

Трещиноватость и отдельность. Осадочные породы на глубине представляют собой более или менее монолитные тела, трещины в них закрыты давлением вышележащих толщ или являются очень тонкими, часто капиллярными и субкапиллярными. На поверхности породы при выветривании распадаются по определенным направлениям — по поверхностям напластования и минимум двум перпендикулярным к ним системам трещин отдельностей. В результате образуются различные формы отдельности: параллелепипедальная, плитчатая и др. Образование этих трещин связано с внутренними напряжениями в массе вещества — сжатием, возникающим во время диагенеза — превращения осадка в породу.

Существует и другая система трещин отдельностей, происхождение которой связано с перемещением масс вещества пород под впиянием тектонических движений. Трещины этого типа имеют зеркальные — отшлифованные или гре-

бенчатые — исштрихованные поверхности и располагаются в зависимости от ориентировки тектонических напряжений под разными углами к напластованию. Их называют также кливажем разрыва. В результате образуются различные формы отдельности: гребенчатая, грифельная, конусовидная и др. [1].

Проницаемость. Проницаемость измеряется в микрометрах квадратных (мкм^2). Зарубежные авторы ,например Г. Чилингар, К. Вольф, Д. Тодд и др., проницаемость нередко измеряют в дарси (см. с. 303) или миллидарси (1 миллидарси $\approx 1{,}02 \cdot 10^{-3}$ мкм^2).

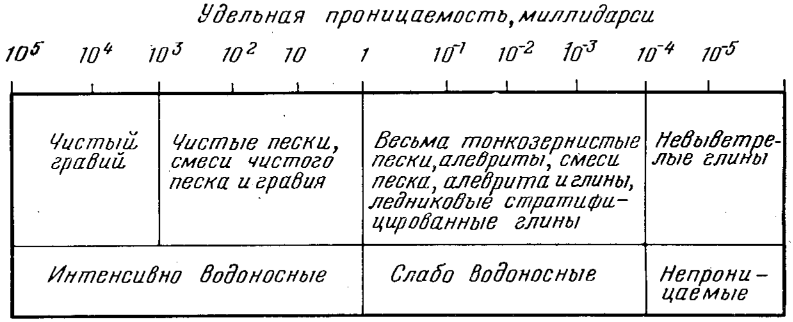


Рис. 3-2. Соотношение между проницаемостью и водоносностью в зернистых и глинистых породах, по Тодду

По данным Г. Чилингара и К. Вольфа, соотношение между проницаемостью и пористостью имеет такой вид:

очень грубозернистые песчаники (содержание фракции диаметром 1—2 мм более 50%) — пористость 4—16%, проницаемость 40—1500 миллидарси;

грубо и среднезернистые песчаники (содержание фракции 1—0,5 мм более 50%) — пористость 2—26%, проницаемость 2—6000 миллидарси;

тонкозернистые песчаники (содержание фракции 0,5—0,25 мм более 50%) — пористость 8—28%, проницаемость 3—4000 миллидарси;

алевритистые песчаники (содержание фракции менее 0,1 мм более 10%) — пористость 10—35%, проницаемость 11—2000 миллидарси;

глинистые песчаники (содержание фракции менее 0,004 мм более 7%) — пористость 13—22%, проницаемость 1—30 миллидарси;

проницаемость глин и глинистых сланцев — в пределах от 1 миллидарси до $2{,}5 \cdot 10^{-9}$ миллидарси;

проницаемость карбонатных пород изменяется в широких пределах — от долей единиц миллидарси до 2000—3000 миллидарси.

Максимальную проницаемость известняка мальма ФРГ 10 000 миллидарси указывает Ф. Энгельгардт (1964 г.).

Коэффициент фильтрации. Скорость перемещения воды в породах выражается коэффициентом фильтрации ($К_ф$). Простейшим приближенным способом определения $К_ф$ в зернистых породах является определение по данным гранулометрического анализа: $К_ф = cd^2(0{,}7+0{,}03\,t°)$ в м/сутки или см/с, где c — эмпирический коэффициент, равный для чистых песков 1200—800, для неоднородных и глинистых песков 800—400; d — диаметр частиц породы, меньше которого содержится 10% частиц; $t°$ — температура воды. В грубозернистых поро-

дах (крупный гравий, галька) и в трещиноватых породах, где характер движения воды турбулентный, $К_ф$ определяется по формуле Шези.

Для общей ориентировки характер этих свойств и возможные величины проницаемости и фильтрации в некоторых типах осадочных пород показаны на рис. 3-2, заимствованном из монографии Д. Тодда (1960 г.)

Прочность. Прочность сцементированных осадочных пород определяется лабораторными методами, путем раздавливания вырезанных из породы кубиков на специальных прессах. Показателем прочности является временное сопротивление сжатию. Прочность пород в зависимости от их типа, особенно характера цемента и степени вторичных изменений, изменяется в широких пределах. Для примера можно указать, что прочность различных песчаников изменяется от 10—40 до 200—250 МПа, известняков от 20—30 до 80—90 МПа, известняков-ракушечников 2—3 МПа.

Другие важные свойства осадочных пород, особенно рыхлых несцементированных, описываются в работах по грунтоведению и инженерной геологии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М., Изд. Высшая школа, 1974. 400 с.
2. *Маслов В. П.* Атлас породообразующих организмов. М., Наука, 1975. 267 с.

Глава 4

СТРУКТУРЫ ПОРОД

Структура определяется взаимоотношением, размером и формой зерен.

Взаимоотношение зерен показывает способ образования породы и, в частности, решает вопрос, образовались ли минералы на месте залегания породы или были принесены сюда. По типу взаимоотношения все осадочные породы и их структуры подразделяются на две группы: I — конформные, или конформнозернистые, и II — неконформные, или неконформнозернистые (рис. 4-1).

Конформнозернистые структуры характеризуются приспособленностью зерен друг к другу: сторона или контур одного зерна является стороной соседнего или его повторяет, так что зерна полностью заполняют пространство. Зерна хорошо подогнаны друг к другу, что свидетельствует об образовании или, по крайней мере, преобразовании зерен на месте залегания породы. Различаются три типа конформнозернистых структур.

1. Гипидиоморфнозернистая, или гипидиоморфная, в которой зернами являются кристаллы, последовательность выделения которых характеризуется степенью их идиоморфизма: ранние более идиоморфны, поздние приспосабливаются к промежуткам; образуется при кристаллизации из растворов, т. е. первично, подобно тому как это происходит при кристаллизации из расплавов. При метасоматозе, однако, может нарушиться порядок, связывающий степень идиоморфизма со стадией выделения: при доломитизации известняков, например, вторичный доломит, обладающий большей силой кристаллизации по сравнению с кальцитом, идиоморфен, а кальцит, как правило, ксеноморфен. Возникает

разновидность гипидиоморфнозернистой структуры — гипидиобластовая, или гипидиогранобластовая структура, которую выделяют в метаморфических породах (Штейнберг, 1957 г.). Гипидиоморфнозернистые структуры характерны для солей.

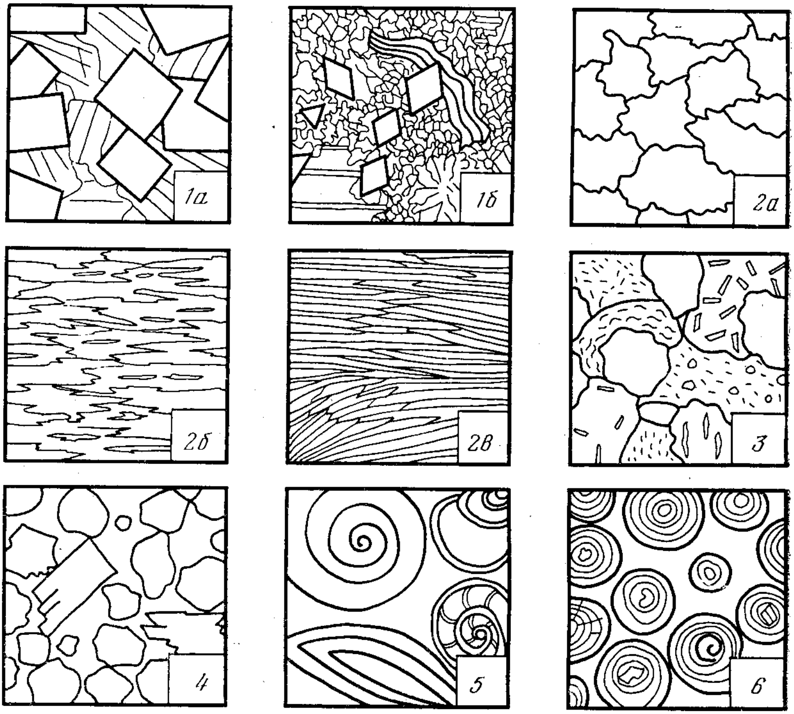


Рис. 4-1. Основные структуры по взаимоотношению зерен.

1—3 — конформные (конформнозернистые) структуры: *1а* — гипидиоморфнозернистая, или гипидиоморфная (каменная соль); *1б* — гипидногранобластовая, или гипидиобластовая (доломитизированный известняк); *2а* — гранобластовая (кварцит); *2б* — лепидобластовая (глинистый сланец); *2в* — нематобластовая (ангидрит); *3* — механоконформнозернистая или механо-конформная (граувакковый песчаник); *4—6* — неконформные (неконформнозернистые) структуры: *4* — обломочная (песчаник); *5* — раковинный или ракушняковый известняк; *6* — оолитовая (известняк)

2. Гранобластовая и, в случаях листоватой или волокнистой формы кристаллов, лепидобластовая и нематобластовая (или фибробластовая) — кристаллы неидиоморфны (аллотриоморфны, ксеноморфны); образуются при бластезе — росте кристаллов в твердой породе, при раскристаллизации аморфного вещества или перекристаллизацни кремневых, карбонатных, глинистых и других пород.

3. Механические конформнозернистые, или механо-конформнозернистые структуры возникают при механическом приспособлении зерен друг к другу под давлением вышележащих слоев или при стрессе (боковом давлении): более пластичные и менее прочные зерна (слюды, обломки глин, сланцев, алевролитов, известняков, эффузивов и др.) приспосабливаются к прочным (кварц,

часто плагиоклазы, обломки кварцитов, кремней и др.), обжимаются вокруг них; прочные зерна часто внедряются в пластичные (инкорпорация и инкорпорационные взаимоотношения) (А. В. Копелиович, 1965 г. и др.). Эти структуры редко бывают полностью конформнозернистыми, так как степень механического приспособления бывает разной; часто остаются следы первичной, например обломочной, структуры. Структуры свойственны полимиктовым, особенно граувакковым и туфовым, а также карбонатным, глауконитовым, глиноземным и другим породам.

Конформнозернистые структуры свидетельствуют о механической равновесности породы, когда исчезло поровое пространство, и зерна плотно прилегают друг к другу.

Неконформнозернистые структуры характеризуются несоответствием контуров у соседних зерен, и последние не заполняют полностью пространство, оно остается пустым (пористость) или выполняется цементом, т. е. веществом поздней генерации. Каждое зерно индивидуально, идиоформно, а порода в целом механически неравновесна, и в ней возможно сближение зерен при уплотнении или перекристаллизации, при которых развиваются уже конформнозернистые структуры, стирающие первичные.

В зависимости от формы и, следовательно, от способа образования зерен различают три основных типа:

1. Цельноскелетные биоморфные структуры — структурными элементами являются раковины (раковинная, или ракушняковая структура) или прижизненно захороненные целые скелеты обычно прикрепляющихся организмов (биогермные, например, коралловая, строматолитовая и т. п. структуры).

2. Шароагрегатные, или сфероагрегатные и примыкающие к ним многочисленные структуры в основном химического и биологического, реже механического (глиняные катыши и др.) происхождения, когда структурными элементами служат обычно сферические тела — агрегаты мелких кристаллов или аморфные образования, сохраняющие свою первичную форму: оолитовая, сферолитовая, комковатая, сгустковая, онколитовая, пизолитовая, бобовая, конкреционная, копролитовая, желваковая, окатышевая и другие структуры.

3. Обломочные, или кластические (то же — детритовые) — зернами являются обломки кристаллов (кристаллокластическая структура), пород (литокластическая), вулканического стекла (витрокластическая), органических остатков (органогенно-обломочная, или органогенно-детритовая структура, биокластовая, биокластическая). Обломочные структуры свойственны не только собственно обломочным, но и большинству других пород: глинистым, карбонатным, кремневым, глиноземным, фосфатным и др.

Размер зерен — вторая важнейшая сторона структуры. К сожалению, общепринятых гранулометрических классификаций нет, и они различаются не только по странам, но и по группам пород, и даже в одной стране часто они различны по отношению к одной и той же группе пород. Из двух основных требований к гранулометрической классификации — естественность границ и удобство в употреблении — в существующих классификациях обычно выполняется одно, так как совместить их в детальных классификациях весьма трудно.

Требование естественности заставляет искать такие границы, которые отвечали бы качественным скачкам в процессах образования пород или в составе, форме зерен, что в идее должно облегчить и применение шкалы. Этому требованию довольно хорошо отвечает граница в 0,05 мм: более мелкие зерна

переносятся только во взвешенном виде и не окатываются, тогда как зерна крупнее этой величины могут переноситься волочением и, следовательно, окатываться. С этой границей близко совпадает предел визуального разрешения человеческого глаза (требование удобства), близко подходит толщина стандартного шлифа (0,03 мм) и довольно резко меняются некоторые физические свойства осадков: высота капиллярного поднятия, пористость, заметно возрастающие в более тонких грунтах, появляется некоторая связность [1]. Не случайно поэтому почвоведы и грунтоведы до введения класса алевритов в 30-х годах по этой границе разделяли «физический песок» и «физическую глину», а класс алевритов (0,01—0,1 мм) (Заварицкий, 1932 г.), следовательно, оказывался искусственным, неестественным подразделением, поскольку внутри него проходит, может быть, самая резкая граница всего гранулометрического ряда. Это учитывается в новых классификациях (Л. Б. Рухин, 1969 г.); [1], хотя многие литологи все еще придерживаются границы 0,1 мм между песком и алевритом и границы 0,01 мм — между алевритом и глиной. Некоторым обоснованием этого служат соображения удобства: класс алевритовых пород в границах 0,1—0,01 мм остается еще визуально выделяемым, что немаловажно; если же его понимать в границах 0,05—0,005 (0,001) мм, то непосредственное выделение практически невозможно, и тогда полевые описания будут страдать определенным субъективизмом. В американских и многих других зарубежных шкалах граница песков и алевритов поднимается близко к 0,05 мм (0,062 мм).

В более тонкой части гранулометрического спектра некоторое обоснование получают границы 0,001 (и близкие к ней 0,002 и 0,005) и 0,0002 или 0,0001 мм. Частицы меньше 0,001 мм в основном чисто глинистые, они медленно оседают в суспензии (поэтому их и собирают после суточного отслаивания для химического анализа глинистого вещества и других видов специальных исследований), что объясняется уже большим броуновским движением; в них сильно развиты явления коагуляции. Все это дает основание почвоведам и грунтоведам [1] принимать эту величину за границу между пылеватыми или алевритовыми частицами и глиной; по существу, ей тождественна граница по 0,002 мм, принимаемая в ряде стран (Л. Б. Рухин, 1969 г.), и не сильно отличается граница по 0,005 мм, которая принимается Л. Б. Рухиным и учеными США (0,004 мм). Однако фракция 0,005—0,001 мм по всем физическим и минералогическим показателям промежуточна между более крупными и более мелкими частицами (Л. Б. Рухин, 1969 г.), поэтому отнесение ее к алевритовым может решаться соображениями удобства.

Граница 0,0002 (или 0,0001 мм) обосновывается довольно хорошо тем, что более мелкие частицы образуют истинные коллоидные растворы (поэтому — это коллоидные или коллоидальные структуры) и перестают быть видимыми в световом микроскопе (они меньше половины длины световой волны). Структуры 0,05—0,0002 (или 0,0001) мм в целом являются микрозернистыми, разрешаемыми в световом микроскопе.

За границу между песками и гравием принимают 1 или 2 мм, что отражает некоторую ее неопределенность. Гидродинамические параметры — изменение скорости турбулентного потока, необходимой для взвешивания и перекатывания зерен, скорости эрозии (Л. Б. Рухин, 1969 г.) одинаково свидетельствуют о приемлемости той или другой величины. Однако существенное изменение минерального состава наблюдается на границе 2 мм (более крупные фракции почти не содержат минералов, т. е. они почти всегда лититовые), что

и позволяет большинству литологов и грунтоведов принимать ее за границу между песками и гравием, а тем самым и за границу между группами обломочных пород, именно между среднеобломочными и крупно-грубообломочными, а также между псаммитовыми и псефитовыми структурами.

Некоторое гидродинамическое обоснование следующей границы, а именно 10 мм, приводит Л. Б. Рухин (1969 г.), что и позволяет ему принимать этот размер за границу гравия и галек; верхний предел галек — 10 см — принимается им фактически без гидродинамического и иного обоснования, но это наиболее общепринятая граница. Так же обстоит дело и с более крупными размерами.

Обстоятельный разбор и объективную оценку гранулометрической классификации Л. Б. Рухина дал Н. Б. Вассоевич, отметивший ее достоинства, в частности естественность некоторых границ и полезность для литологов, а также утрату главного преимущества десятичной шкалы Московского нефтяного института — равномерность интервалов и вытекающего из нее большого удобства для геологов всех направлений. Следует отметить, однако, что и десятичная шкала не является полностью равномерной. Только американская шкала (Wentworth, 1922 г.), представляющая собой прогрессию со знаменателем 2, полностью равномерна, удобна при машинной обработке анализов, детальна, легко запоминается или позволяет сравнительно просто выводить граничные размеры (для малых по размеру зерен). Но и она имеет ряд недостатков и неудобств: не отвечает естественным границам в гранулометрическом ряду, не соответствует стандартам сит, включая и американский, основанный на шкале Тейлора, у которой знаменатель прогрессии $\sqrt[4]{2}=1{,}189$; границы тонких фракций выражаются не простыми, далеко не круглыми значениями, и они не совпадают с принятыми в большинстве стран граничными размерами классов. В СССР выпускаются сита трех стандартов: простой набор (почвоведческий), отвечающий десятичной шкале (добавлено сито 0,1 мм), набор Усманского завода со знаменателем прогрессии $\sqrt{2}=1{,}414$ (ОСТ 8255) и набор стандарта СССР (ОСТ 10203—39 или близкий к нему ГОСТ 3584—73) со знаменателем прогрессии $\sqrt[10]{10}=1{,}257$, чему отвечает шкала В. П. Батурина (1947 г.). Достоинство стандарта — дробность, определенная равномерность и наличие сит, отвечающих десятичной шкале. Однако и он несколько эклектичен.

Размерностная классификация хемогенных и органогенных пород уже не только в тенденции, но и реально унифицируется с гранулометрической шкалой песчано-глинистых пород. Решающий шаг был сделан М. С. Швецовым (1958 г.).

Унификация гранулометрической классификации заставляет вырабатывать некоторые новые термины для обозначения как общих, крупных, так и частных, мелких понятий и подразделений. Вариант такой классификации [2] с введением некоторых новых терминов предлагается (табл. 4-1).

Масштаб структур. Помимо структур по абсолютному размеру различают структуры по относительному масштабу. М. С. Швецов (1958 г.) предложил различать структуры и текстуры трех масштабов: 1) просто «структуры» и «текстуры», которые обычно выступают как «мезоструктуры» и «мезотекстуры»,— «черты строения, которые видны в каждом маленьком куске породы простым глазом, с лупой или при обычном увеличении в шлифе»; 2) «макростроение» или обычно «макротекстура» — черты строения, которые не могут проявить-

Таблица 4-1

Общая гранулометрическая классификация структур осадочных пород

Размерность, мм	Структура
I. Яснозернистые, или полномерные (фанеромерные) — крупнее 0,05	
1. Крупнее 10	Грубомерные: грубообломочные (псефитовые), грубоскелетные
а. Крупнее 1000	Глыбовые
б. 1000—100	Валунные
в. 100—10	Щебенковые, брекчиевые, галечные, конгломератовые
100—50	Крупно-
50—25	Средне-
25—10	Мелко-
2. 10—2	Крупномерные: крупнообломочно-дресвяные, гравийные; крупноскелетные, гигантокристаллические и др.
10—5	Крупно-
5—2	Мелко-
3. 2—0,05	Мелкомерные: песчаные (псаммитовые), зернистые, мелкоскелетные и др.
2—1	Грубо-
1—0,5	Крупно-
0,5—0,25	Средне-
0,25—0,1	Мелко-
0,1—0,05	Тонко- (грубочешуйчатая)
II. Незернистые визуально, или криптомерные (пелитоморфные, афанитовые)	
1. 0,05—0,0001	Микромерные: микрообломочные (алевритовые), микрозернистые, чешуйчатые
а. 0,05—0,001 (или 0,005)	Алевритовые
0,05—0,01	Крупно-
0,01—0,005	Средне-
0,005—0,001	Мелко- (или грубопелитовая)
б. 0,001—0,0001	Субколлоидальные
0,001—0,0005	Крупнопелитовая, тонкочешуйчатая
0,0005—0,0001	Мелкопелитовая, ультратонкочешуйчатая
2. Мельче 0,0001	Коллоидальные
3. Без зерна	Незернистые, бесструктурные, аморфные

ся в отдельном маленьком куске породы, но определяют особенности больших штуфов, целых пластов или даже пачек пластов»; 3) «микроструктуры» и «микротекстуры» — черты строения, различимые лишь при очень сильных увеличениях, либо вообще точно не различимые под микроскопом.

Такое различие строения пород, как и сами термины, представляются естественными и удобными, хотя и недостаточными. Каждый из трех масштабов нередко в свою очередь оказывается разномасштабным, поскольку включает два или больше порядков структур и текстур. В масштабе «макростроение», например, рассматривается как строение пород, так и строение толщ пород. Представляется рациональным сначала различать строение пород и строение толщ. В последних понятия «структура» и «текстура» отличаются нечетко, поскольку структурным элементом толщи служит пласт, слой,

что на уровне пород ассоциируется с понятием текстура. Строго говоря, текстурой толщи является характер напластования, т. е. расположения слоев. Оно может быть параллельным (горизонтальным) или косым, волнистым. Но в осадочных толщах резко преобладает горизонтальное напластование, почему почти всегда достаточно сказать «слоистая толща», чтобы понять, что речь идет о горизонтально наслоенной пачке слоев. Эта слоистость, стратифицированность и будет ее строением, структурой и текстурой вместе, хотя невольно в этом случае представляется в основном лишь текстура толщи. То же относится и к самому мелкому уровню, когда рассматривается строение кристаллической решетки, например, глинистых минералов. Элементарные слои, октаэдрический и тетраэдрический, являются структурными элементами решетки, но воспринимаются как текстурный признак. Объясняется это большой протяженностью слоев, их «бесконечностью» как в структуре минерала, так и в осадочной толще. В этих случаях правильнее говорить просто о строении, не различая в нем структуру и текстуру. Но строение по-латыни — «структура», что и используется в кристаллографии и минералогии. Для толщи же, тоже слоистой, используется термин «текстура», несколько более далекий от значения «строение».

В строении собственно пород полезно различать прежде всего триаду М. С. Швецова: макро-, мезо- и микроструктуры и соответствующие им текстуры, когда обнаруживается их соподчиненность. Например, в известняке грубообломочном (крупногалечном) макроструктурой будет их крупногалечная структура, а макротекстурой — горизонтальное расположение удлиненных галек; мезоструктурой — оолитовая структура известняков, представленных в обломках, а их косослоистая текстура — мезотекстурой; строение оолита будет характеризоваться микрозернистой структурой и концентрически-слоистой, или оолитовой, текстурой, или микротекстурой. В масштабе «микроструктур» и «микротекстур» нередко приходится различать ультрамикроструктуры и ультрамикротекстуры, например, тонкофибровую структуру раковин форамииифер или халцедона, когда структурные элементы вообще не могут быть увидены в световом микроскопе, поскольку они мельче половины длины световой волны, т. е. лежат за пределами разрешающей способности данного прибора.

Разнозернистость пород. Идеально равнозернистых осадочных пород нет, все они состоят из зерен, разнящихся размером. В одних породах разница невелика, и она почти не выходит за пределы гранулометрических типов (см. табл. 4-1). Эти породы называются весьма равнозернистыми, а обломочные — весьма хорошо сортированными. Однако чаще диапазон размеров более широк. Тогда необходимо выделять главную, или преобладающую фракцию, по которой и определяется гранулометрический тип и дается название породы. Содержание преобладающей фракции стандартного объема (например, 2—1, 1—0,5, 0,5—0,25 мм и др.) может быть мерой степени равно-, или разнозернистости при полуколичественном ее определении. Например, породу можно считать равнозернистой, если свыше 3/4 ее объема составляет преобладающая фракция, слабо разнозернистой — при содержании от 3/4 до 2/3, средне разнозернистой и сильно разнозернистой — соответственно при содержаниях до 1/2 и меньше 1/2; в последнем случае преобладающая фракция практически не выделяется. Обломочные породы по этим степеням соответственно будут называться хорошо, средне, плохо сортированными и несортированными. Более строго степень разнозернистости (или обратная ей характеристика — степень равнозернистости) определяется методами математической статистики, по величине стандарт-

ного отклонения. Однако и этот способ не дает равнозначной оценки равнозернистости для разных гранулометрических классов. Вопрос требует дополнительной разработки.

Нередко породы разнозернисты иным способом: в них присутствуют зерна крупные и мелкие, а промежуточные отсутствуют, или их значительно меньше. Вид таких пород порфировидный, график гранулометрического состава двувершинный. Эту разнозернистую структуру обычно так и называют порфировидной, ее разновидность — порфиробластовой.

Форма зерен — третья важнейшая сторона структуры, которая определяет многие физические свойства пород, несет генетическую информацию, а для

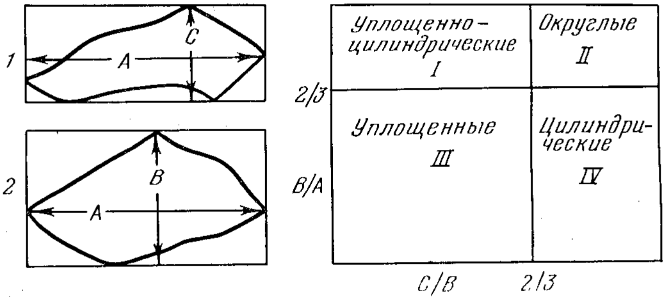


Рис. 4-2. Способ измерения диаметров зерен, по И. А. Преображенскому, в разрезе (1) и в плане (2) и классификация формы галек и зерен по соотношению их осей, по Л. Б. Рухину

грубообломочных зерен еще используется в номенклатуре. Описывают и классифицируют форму по степеням идиоморфности и изометричности, а затем, особенно в обломочных породах, по вторичным изменениям первичной формы — по окатанности, корродированности и регенерированности.

Идиоморфность отражает первичную форму и степень ее выраженности. У кристаллов это идиоморфность, т. е. способность образовывать свойственную данному минералу кристаллографическую форму, например кубическую, октаэдрическую у минералов солей, флюорита и др., ромбоэдрическую у карбонатов, призматическую у сульфатов, пироксенов, кварца и др., уплощенную шпатовую у полевых шпатов, листоватую у глинистых минералов и т. д. Важно помимо или взамен конкретной кристаллографической формы отмечать более общий вид кристаллов, или их габитус, например кубический, ромбоэдрический, призматический, уплощенный, или удлиненно-таблитчатый, шпатовый, листоватый, волокнистый, игольчатый. Свою форму имеют и сохраняют не только кристаллы, но и другие образования — органические остатки, конкреции, оолиты, даже в какой-то мере обломки пород, например, уплощенную у сланцев и тонкослоистых пород. Эти особенности формы должны быть выявлены и описаны, равно как и степень их сохранности.

Изометричность выражает степень физической (механической) анизотропии минерала или обломка породы и тесно связана с текстурой породы или спайностью кристалла. По степени изометричности обычно выделяют зерна четырех типов (И. А. Преображенский, 1940 г.; И. А. Преображенский, С. Г. Саркисян, 1954 г.): 1) изометричные, когда три поперечника (рис. 4-2, 1) зерна примерно равны между собой или наибольший не превышает наименьший более чем в

1,5 раза; 2) удлиненные, когда два поперечника примерно равны между собой, а третий их превышает более чем в 1,5 раза; 3) уплощенные, когда один из поперечников заметно (более, чем в 1,5 раза) меньше двух остальных; разновидность — листоватые; 4) удлиненно-уплощенные, промежуточные между вторым и третьим типами. Л. Б. Рухин (1969 г.) эти же типы зерен называет соответственно округлыми, цилиндрическими, уплощенными и уплощенно-цилиндрическими (рис. 4-2, *2*), что имеет неудобные стороны из-за большой условности терминов «округлые» и «цилиндрические». На основе измерения трех главных поперечников вычисляются коэффициенты изометричности и уплощен-

Рис. 4-3. Форма зерен по степени корродированности.

а — слабокорродированные, *б* — среднекорродированные, *в* — сильнокорродированные

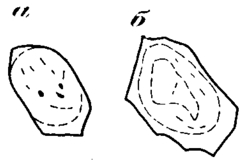


Рис. 4-4. Форма зерен по степени регенерированности, по М. К. Калинко.

а — слабо регенерированные; *б* — сильно регенерированные

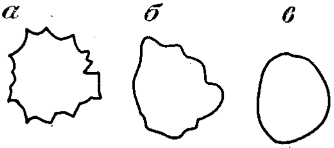


Рис. 4-5. Форма зерен по степени окатанности.

а — неокатанные; *б* — полуокатанные; *в* — окатанные

ности (Л. Б. Рухин, 1961 г.) и коэффициент дисимметрии (Н. Б. Вассоевич, 1958 г.).

Из вторичных изменений первичной формы наиболее широко распространены окатанность (рис. 4-5, 4-6), корродированность (рис. 4-3) и регенерированность (рис. 4-4), а также изменение формы при перекристаллизации. Окатанность оценивается по трех- (рис. 4-5) или пятибалльной (рис. 4-6) шкале. В первом случае (М. С. Швецов, 1958 г.) выделяют: 1) угловатые, или неокатанные — углы не несут следов сглаживания; 2) полуокатанные — закруглены углы и наиболее резкие грани, первичная форма узнается хорошо; 3) окатанные — обработаны все углы и ребра, вогнутых граней нет, и зерна приобретают округлую, эллипсоидальную или близкую к ним форму. По пятибалльной шкале выделяют обломки: 1) неокатанные, с острыми углами; им чаще всего присваивается балл 0; 2) плохо окатанные, со слегка закругленными углами — балл 1; 3) полуокатанные, с закругленными углами и отчасти ребрами — балл 2; 4) окатанные, сохранившие лишь следы первоначальной формы — балл 3; 5) хорошо окатанные, не сохранившие первоначальной формы, обработана вся поверхность — балл 4 (Л. Б. Рухин, 1961 г.). Окатанность выражают также в процентах, а при специальных исследованиях — коэффициентами округленности и сферичности (рис. 4-7) (Л. Б. Рухин, 1969 г.). Следует иметь в виду, что степень окатанности определяется не только временем окатывания, но и размером зерен: зерна мельче 0,05 мм практически никогда не окатываются,

так как переносятся чаще всего во взвешенном состоянии; даже зерна до 0,1 мм редко окатываются, а в грубозернистых песках неокатанными оказываются и более крупные (до 0,25—0,5 мм) зерна. Этим выражается связь формы и размера, которую надо постоянно фиксировать.

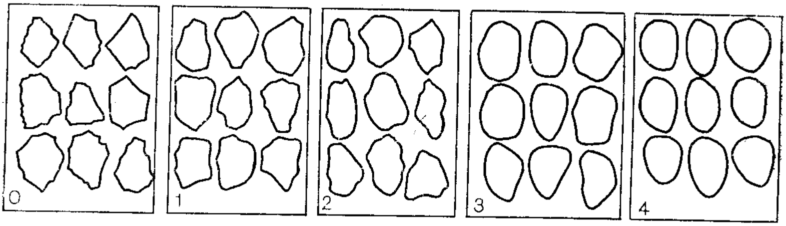
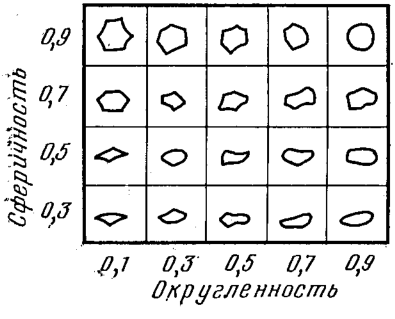


Рис. 4-6. Пятибалльная шкала для определения округленности (окатанности) обломков, по Л. Б. Рухину.

0, 1, 2, 3, 4 — баллы окатанности

Округлая форма нередко первична: оолиты, бобовины, онколиты, конкреции и т. д.

При растворении возникает коррозионная форма, а при перекристаллизации — неидиоморфная, аллотриоморфная в разной степени, зерна приобретают лапчатые и зубчатые очертания. Лапчатая форма в некоторых случаях первична, например у непереотложенного глауконита или шамозита, у которых она связана с неполным объединением мелких стяжений в сложное зерно (колло-



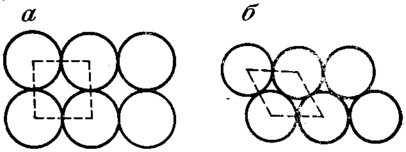


Рис. 4-8. Способы укладки зерен (крайние значения), по М. К. Калинко.

а — наименее плотная кубическая, с пористостью 47,64%; *б* — наиболее плотная ромбоэдрическая, с пористостью 25,92%

Рис. 4-7. Визуальная шкала для определения коэффициентов сферичности и округленности, по Крумбейну и Слоссу

морфные, или почковидные очертания) или с растрескиванием при дегидратации: тогда зерно разбивается радиальными (иногда и концентрическими) трещинами на сектора.

Помимо перечисленных более или менее общих сторон формы, фиксируются все индивидуальные особенности морфологии зерен, а также характер ее поверхности.

Многие из этих сторон отражаются в названиях структур: степень идиоморфности — в идиоморфных (идиоморфнозернистых), гипидиоморфных, аллотриоморфных, ксеноморфных структурах; при первичной округлости зерен —

округлозернистые структуры (оолитовые, бобовые, конкреционные, онколитовые и др.), при вторичной — окатаннозернистые структуры и, противоположные им, неокатаннозернистые. Встречаются призматическизернистые структуры (роговообманковые, пироксеновые пески). Если зерна — обломки, структуры обломочные, или кластические, различающиеся по окатанности и размеру: глыбовые, неокатанно валунные, щебенковые, или брекчиевые, дресвяные; окатанноглыбовые, валунные, галечные, гравийные; у песков — неокатанно- и окатаннозернистые. С учетом характера обломков — кристалло-, витро- и литокластические структуры туфов н экзокластических пород. При вторичной идиоморфности — регенерационные идиоморфные или без идиоморфизма — регенерационные (регенерационнозернистые) структуры; аналогично, при коррозии многих зерен — коррозионные (коррозионнозернистые) структуры.

У обломочных сцементированных пород, которые таким образом являются двухфазными сообществами минералов (первая фаза, седиментогенная — обломки, вторая, аутигенная — цемент), различают структуру цемента по отношению к обломкам (базальный, поровый, пленочный, контактовый, корочковый, регенерационный, пойкилитовый цемент, или базальная, пленочная и т. д. структура цемента) и собственную структуру различной степени кристалличности.

Способ укладки во многом определяет прочность породы н ее порнстость и проницаемость. М. К. Калинко (1958 г.), приводя подсчеты М. Ф. Мирчинка (1946 г.) и Г. Хердана (Herdan, 1953 г.), различающих шесть способов укладки в зависимости от взаимного расположения центров равновеликих шаров, отмечает вслед за ними наименее плотную укладку, когда центры шаров располагаются в вершинах куба, н наиболее плотную, когда центры шаров располагаются в вершинах ромбоэдра (рис. 4-8). В первом случае объем элементарной поры составляет 3,81 R^3, а во втором 1,47 R^3 (R — радиус шара). Способ укладки определяется режимом накопления осадка: при мгновенном осаждении переносимого материала укладка наименее плотная (пролювий), а при колебательных движениях воды (волнение, эоловый перенос) — наиболее плотная. Укладка меняется в постседиментационные стадии жизни осадка и породы: она, как правило, становится более плотной. Если отвлечься от заполнителя, то гальки в конгломератах упаковываются весьма различно: различают их сильную сгруженность, при плотном расположении, и в разной степени слабую, рыхлую сгруженность, когда гальки отстоят друг от друга на некотором расстоянии.

Укладка определяется также формой зерен, в частности степенью уплощенности, или вообще говоря — степенью конформности; плоские обломки обычно приводят к более плотной упаковке. Способ укладки влияет на проницаемость, так как от него зависит диаметр наименьшего живого сечения, т. е. площадь поровых каналов в наиболее узком месте.

При раннем и неполном заполнении пор гидрохимическим цементом, например, контактового или пленочного типов, рыхлая укладка сохраняется довольно долго, и порода остается весьма пористой. При полном заполнении пор той же породы мы будем иметь совершенно иной тип строения (и он отличается только упаковкой), хотя все особенности структуры и текстуры одинаковы. Это показывает, что упаковка не сводится ни к структуре, ни к текстуре, а является самостоятельной стороной строения, определяемой как расположением зерен, так и количеством материала в единице объема.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Сергеев Е. М.* Инженерная геология. М., изд. МГУ, 1978. 384 с.
2. *Фролов В. Т.* Общие сведения об осадочных породах. Изучение осадочных пород. — В кн.: Руководство к геологической практике. М., изд. МГУ, 1974, с. 49—66, 125—172.

Глава 5

ТЕКСТУРЫ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Текстура и структура осадочных образований, или седиментитов*, относятся к числу важнейших их признаков, имеющих большое, нередко диагностическое значение для выяснения как первичной генетической природы осадков различного типа, так и последующих изменений возникших из них осадочных горных пород. Как правильно отмечают Т. А. Лапинская и Б. К. Прошляков [2], текстуры в значительной степени определяют многие свойства осадочных пород, в том числе их анизотропность — неодинаковые в разных направлениях прочность, фильтрационные способности, сжимаемость и др.

Текстура и структура осадочных пород часто тесно взаимосвязаны. Провести резкое разграничение понятий о текстуре и структуре не представляется возможным — это разделение неизбежно несет печать большей или меньшей условности.

Важно различать, с одной стороны, структуру и текстуру отдельно взятой осадочной горной породы, или седилитона**, а с другой — структуру и текстуру совокупности различных пород, или структуру и текстуру их пачки, толщи, свиты, формации и вообще литомы***.

Структурой осадочной горной породы называют совокупность таких черт ее внутреннего строения, которые характеризуют морфологические особенности о т д е л ь н ы х с о с т а в н ы х ч а с т е й этой породы, например в псаммитах — размеры, форма, характер поверхности отдельных зерен, их относительное количество.

Текстурой осадочной горной породы называют совокупность таких черт ее внутреннего строения, которые обусловлены п р о с т р а н с т в е н н ы м в з а и м о о т н о ш е н и е м о т д е л ь н ы х к о м п о н е н т о в и и х о р и е н т и р о в к о й по отношению как к поверхности наслоения, так и к Земле.

Между структурами и текстурами пород существует отчетливая связь, иногда весьма тесная. Породы определенной структурной группы характеризуются своими, присущими им текстурными признаками. Если учесть это, а также то, что каждый элемент текстуры (в принятом выше ее понимании), например знак ряби, имеет свою внутреннюю структуру, то станет очевидно, что структура и текстура не должны изучаться изолированно друг от друга.

Классификация текстур. Текстуры седиментитов можно классифицировать по разным категориям признаков: 1) по тем объектам, которые они характе-

* Термин с е д и м е н т и т ы для обозначения современных и ископаемых осадков получает все большее распространение. Он хорошо вписывается в систему других терминов, таких как вулканиты, плутониты, метаморфиты, резидиты.

** В качестве общего интернационального термина для пород предложен термин л и т о н (lithon). Для седиментитов — с е д и л и т о н.

*** Л и т о м а (lithoma) — термин, предложенный Н. Б. Вассоевичем и В. В. Меннером для любых ассоциаций (сообществ) седиментитов. Если сочетания образуют цикл (циклит, циклотему, циклокомплекс), то они именуются ц и к л о м а м и, или циклолитомами.

ризуют: отдельный пласт, линзу, конкрецию, поверхность наслоения, закономерные сочетания слоев (циклому), целую толщу*; 2) по типам пород (обломочных, глинистых, карбонатных и т. п.); такая классификация учитывает зависимость текстурных признаков от состава пород, а в конечном счете — от их генезиса; 3) по их морфологическим признакам; 4) по стадиям литогенеза, с которыми связано их возникновение (с учетом возможности изменения характера текстур в последующие этапы жизни породы). Такого рода классификация, отвечающая на вопрос, когда сформировалась данная текстура, не может не быть тесно связанной с предыдущими классификациями.

Конечно, одной из важнейших классификаций текстур является генетическая. Она должна учитывать все те их признаки (критерии), которые упоминались в предыдущих классификациях. Эта пятая по счету классификация не может не учитывать вообще все признаки пород, вплоть до палеонтологических (экологических), могущие пролить свет на генезис первичного осадка и его последующие постседиментационные изменения.

Иногда оказываются целесообразными классификации специального назначения, составляемые для различных целей. Так, известны классификации текстур по их значению для решения тех или иных геологических вопросов, например для установления характера среды седиментации, степени катагенеза или метаморфизма пород, определения опрокинутого залегания слоев (Н. Б. Вассоевич, 1954 г.; Р. Шрок, 1950 г.).

Геолог, изучающий седиментиты, должен обращать большое внимание на их текстурные особенности, а описывая их, отвечать на вопросы: 1) к какому стратификационному элементу толщи относится наблюдаемая текстура; 2) каковы ее морфологические особенности; 3) каковы условия ее образования; 4) с какой стадией литогенеза связано ее возникновение; 5) какое значение может иметь данная текстура для целей производимого исследования; например, при расчленениях и (или) корреляции стратиграфических разрезов некоторые текстуры могут играть роль маркирующих признаков для отдельных свит или пачек слоев.

В литературе, посвященной классификациям текстур, предлагаются обычно частые классификации — для отдельных морфологических или чаще генетических групп текстур, или же для отдельных классов пород. Нередки и различного рода комбинированные (смешанные) классификации текстур [1 и др.].

Текстуры поверхностей напластования обломочных и глинистых пород подразделяются нами по способу их образования на абиогенные, или текстуры механического происхождения, обусловленные главным образом движением водной и воздушной среды отложения и частично перемещением влажного осадка, и биогенные — текстуры, возникшие в результате жизнедеятельности организмов. Абиогенные и биогенные в свою очередь подразделяются на ряд групп в зависимости от причин, вызывающих их образование (табл. 5-1).

Можно рекомендовать классификацию текстур по возникновению их в ту или иную стадию или подстадию литогенеза (табл. 5-2).

Первичные седиментационные текстуры (конседиментоглифты)*. Большинство текстур, наблюдаемых в седиментитах, возникает на ранней стадии лито-

---

* Если придерживаться того же принципа, то к структурным признакам осадочной толщи (свиты и т. п.) следует относить все то, что характеризует форму и размеры слагающих толщу отдельных слоев, линз, штоков и других видов обособления индивидуализированных горных пород; к текстурным признакам — такие черты сложения толщи, которые характеризуют особенности взаимоотношения составляющих ее элементов — слоев, линз и др.

Таблица 5-1

Текстуры поверхностей напластования

I. Абиогенные	II. Биогенные
Знаки ряби Трещины усыхания, мерзлотные и др. Глиптоморфозы кристаллов растворимых солей, льда Следы капель дождя и града Следы струй течения Следы струй стекания Конусовидные образования эолового происхождения Следы, оставленные влекомыми предметами Знаки внедрения и оползання осадка	Следы жизнедеятельности позвоночных: хищников, парнокопытных, птиц Следы жизнедеятельности ракообразных Следы жизнедеятельности ползающих органнзмов: червей, моллюсков

III. Знаки невыясненного происхождения: гиероглифы, Palaeodictyon и др. [1].

генеза — отложения осадка. К их числу относятся самые примечательные для седиментитов стратификационные текстуры, т. е. все проявления слоистости (в самом широком ее понимании — собственно слоистость, или наслоенность, слойчатость и слоеватость — как бы «недоразвитая слоистость»).

Все эти текстуры, являющиеся первичными в строгом смысле слова, как правило, наследуются осадочными породами, в которые преобразуются осадки, сохраняясь частично даже в метаморфических породах. Среди первичных текстур встречаются как биогенные, так и абиогенные.

Абиогенные делятся на: 1) поверхностиые, или внешние (по отношению к слою) — экзоглиф, и 2) внутреиние — эндоглифы и пероглифы.

Среди поверхностных различают: а) верхние — на верхней поверхности смол, или эпиглифы (например, знаки ряби) и б) нижние — на нижней поверхности смол, илн гипоглифы (например, знаки — слепки).

Среди внутренних выделяют: а) слойчатость — большую группу слойчатых эндоглифов, образовавшихся в результате пульсации состава отлагающегося в виде слойков материала и (или) захоронения микрорельефа дна (например, знаков ряби) и б) слоеватость («слоистость без слоев», «недоразвитая слоистость» и т. п.) н вообще ориентированное расположение компонентов осадка (например, уплощенных галек в коигломерате, конкреций в глинах и т. д.); в) отиосительно более редкую группу сквозных текстур — пейроглифов (например, нептунических даек).

Поверхностные и внутренние текстуры часто генетически взаимосвязаны — когда внутренние образуются путем захоронения микрорельефа дна, в случае непрерывного течения процесса выпадения осадков того же самого или очень близкого типа. Новые порции осадка как бы залечивают все неровности или-

* Менее точным, но зато менее громоздким, было прежнее названне — «сингдифы» (Н. Б. Вассоевич, 1958 г.). Быть может, стоит сократить новое наименование до конседиглифов с аббревиатурой КСГ.

стого дна или, во всяком случае, настолько тесно сливаются с выпавшим ранее осадком, что в дальнейшем, после превращения осадков в породу, ее обычно уже не удается расколоть таким образом, чтобы можно было увидеть поверхность бывшего дна. Поверхностные текстуры превращаются во внутреннюю текстуру более или менее однородной породы.

Иное дело, если после возникновения на поверхности дна особых форм микрорельефа состав новых порций осадков заметно изменяется, например, поверх пелитового осадка начнет отлагаться более грубый зернистый. Тогда возникают шансы на фоссилизацию этих форм микрорельефа и образования поверхностных текстур.

Рис. 5-1. Тирбоглифы (язычковые гипоглифы) на нижней поверхности слоя известковистого алевролита (I элемент циклита) из кемишдагского флиша (сеноман). Это слепки с желобков размыва глинистого ила течением, направленным с ВЮЗ (125°) на ЗСЗ (305°). На рисунке — снизу вверх. Река Ата-чай. Азербайджан

При этом возможны два случая: 1) отложение зернистого осадка не сопровождается размывом ранее выпавшего пелитового и 2) такой размыв имеет место. Когда смена пелитового осадка зернистым сопровождается значительным увеличением скорости движения воды, а пауза в седиментации оказывается кратковременной или вовсе отсутствует, происходит обычно полное уничтожение прежнего микрорельефа на поверхности или образование нового. В случае однонаправленного движения воды вдоль дна нередко возникают параллельные течению бороздки размыва, которые и заполняются затем, при уменьшении скорости течения, песчано-алевритовым материалом. Такого типа знаки-слепки (рис. 5-1) нередки в геосинклинальных толщах — во флишевой и аспидной формациях (геогенерациях), а также в типичных для предгорных (краевых, передовых) прогибов молассах.

Имеют место и другие случаи, т. е. сохранение (при отложении более грубого материала поверх пелитового) всех особенностей донного микрорельефа, хотя, казалось бы, трудно допустить, чтобы поверхность тонкого пелитового ила не пострадала при транспортировке по дну песчано-алевритовых частиц.

В действительности же эта поверхность часто прекрасно сохраняется, и зернистый обломочный материал покрывает ил, отчетливо фиксируя своей нижней поверхностью все детали углублений и даже выступов, возникших

Таблица 5-2

Классификация текстур по возникновению их в ту или иную подстадию литогенеза

Стадии и подстадии литогенеза*		Сущность данной стадии литогенеза	Группы текстур (по стадиям)		Примеры текстур, возникающих в данную (или данные) стадию (стадии)		
Седиментогенез	Ранний седиментогенез	Начало формирования осадка с момента прекращения механического движения его частиц	Синглифы или конседиментационные (первичные) текстуры	Сингенетические текстуры, возникающие в момент отложения осадков. Ранние или собственно синглифы	А. Абиогенные. Знаки ряби, слоеватость, слойчатость	Б. Биогенные. Следы жизни на поверхности дна	
	Поздний седиментогенез	Завершение начального этапа изменения осадка в геохимических условиях, близких к условиям среды седиментации		Текстуры, возникающие в свежеотложенном осадке. Поздние синглифы	Трещины усыхания (в случае перерыва в седиментации)		
осадка и образование породы)	Ранний диагенез	Возникновение новой геохимической обстановки в массе осадков. Ведущее значение приобретают микробиологические процессы, интенсивность которых определяется количеством и характером органического вещества	Ранние диаглифы	Диагенетические текстуры 1 рода, возникающие при преобразовании осадка в породу еще до захоронения его слоем другого осадка		Следы жизни в осадке — различного рода ходы илоедов, зарывающихся в ил организмов и т. д. Сюда относится большинство фукоидов	Подводно-оползневые деформации разного типа и масштаба
				Диагенетические текстуры 2 рода, также возникшие на ранней стадии диагенеза осадка, но уже покрытого осадком другого типа	Образование различных конкреций септарий, глиптоморфоз и т. д.		

Диагенез (преобразовани	Поздний диагенез	Завершение процессов физико-химического перераспределения в геохимических условиях, возникших в осадке в результате его изоляции от среды, из которой он выпал; образование конкреций; завершение уплотнения, обезвоживания и т. д.	Поздние диаглифы	Позднедиагенетические текстуры, возникающие при завершении процесса преобразования осадка в породу	Нарушение слоистости при росте конкреции
	Катагенез (изменение породы)	Преобразование минералов и породы под влиянием возрастающей температуры (до 250—300 °C), давления (до 2—3 тыс. атм)*** и изменения химического состава флюидов в результате взаимодействия различных смежных пластов	Катаглифы	Текстуры, возникающие в породах в результате их изменения при повышенном давлении и температуре (до указанных в предыдущем столбце пределов)	Сланцеватость. Кливаж. Фунтиковая текстура (конус-в-конус). Стилолиты в известняках. Ямки вдавливания на окатышах в конгломератах
	Метаморфизм (в геологическом смысле термина)	Коренная перестройка осадочной породы под воздействием внутренней энергии Земли	Метаглифы	Текстуры, образовавшиеся при метаморфизме (в узком смысле термина) горных пород	Плойчатость. Будинаж. Очковая текстура
	Гипергенез** (выветривание)	Изменение породы (главным образом, разрыхление, гидратация, окисление и т. д.) под влиянием поверхностных агентов, связанных с атмо- и гидросферой	Гиперглифы	Текстуры, возникающие при выветривании горных пород	Кольца выветривания. Микрокарстовые текстуры. Плойчатость гипса (результат гидратации ангидрита)

* Начальные стадии — применительно к водным бассейнам.
** Может начаться до стадии катагенеза и даже раньше.
*** 1 атм ≈ 10^5 Па.

на пелитовом осадке (рис. 5-2). Фоссилизация ненарушенного микрорельефа верхней поверхности пелита объясняется, с одной стороны, тем, что после его отложения нередко наступает пауза в седиментации, предшествующая началу формирования песчаного осадка, в течение которой ил успевает несколько «схватиться», а с другой — тем что скорость движения воды, при которой может начаться размыв пелитового осадка, больше скорости, при которой перемещаются по дну зерна песка даже 1 мм и более в поперечнике (рис. 5-3).

При изучении знаков-слепков важно установить происхождение первичных по отношению к ним текстур, отпечатки которых они представляют. Это могут быть как биогенные, так и абиогенные текстуры (знаки).

Среди биогенных различают отпечатки организмов, лишенных скелета, отпечатки различных построек, следы движения бентоса по дну водоема, углубления, образованные в осадке илоедами, и т. д. Среди абиогенных — следы движения придонных вод, например в виде царапин, образовавшихся в результате волочения каких-либо предметов по илистому дну (см. рис. 5-2) и т. д. Встречаются совместно био- и абиогенные (рис. 5-4).

К знакам-слепкам относятся многие текстуры на нижних поверхностях зернисто-обломочных пород — гиероглифах, которые столь характерны для флиша, а также, в меньшей мере, для других геосинклинальных формаций с флишеподобной ритмичностью. Вообще же они встречаются во всех толщах, в которых наблюдается более или менее резкая смена пелитовых осадков более грубыми — алевритовыми или псаммитовыми.

Среди текстур, наблюдающихся на верхних поверхностях песчано-алевритовых пород, особенно характерны знаки ряби*.

Принято характеризовать как абсолютные размеры элементов ряби (длину волны, амплитуду), так и относительные размеры, именуемые индексами ряби (1 и 2 индексы). Первый индекс характеризует относительную высоту, рельефность ряби. Он представляет собой отношение длины волны L к амплитуде ряби H (рис. 5-5). Второй индекс определяется величиной отношения l_1/l_2. Этот индекс характеризует степень асимметрии ряби.

По условиям своего образования знаки ряби делятся на воздушные, или эоловые (субаэральные), и водные (субаквальные). Эоловая рябь всегда резко асимметрична (рис. 5-6) и характеризуется максимальной величиной обоих индексов ряби.

Для эоловой ряби, пока не обнаруженной в ископаемом состоянии, У. Х. Твенхофел (1936 г.) приводит следующие цифровые данные: 1) длина волны колеблется обычно от 5 до 10 см; 2) амплитуда — от 0,3 до 0,6 см; 3) первый индекс более 20 (достигает 50 и больше).

Более разнообразны типы водной ряби, не представляющей редкости в ископаемом состоянии. Среди них выделяются две основные категории — знаки ряби, образующиеся вследствие поступательного движения воды (рябь течений), и знаки ряби, возникающие при колебательных движениях воды (осцилляционная рябь). Типичные представители этих категорий достаточно резко от-

---

* Поверхности со знаками ряби сохраняются в ископаемом состоянии и внутри песчано-алевритовых пластов, если при формировании последних поверх знаков ряби отлагалась пленка глинистого алеврита или глины. В таких случаях пласты могут раскалываться по пленкам. На одной поверхности раскола будут видны знаки ряби, на другой — их слепки.

Рис. 5-2. Нижняя поверхность известковистого алевролита с ксинмоглифом, т. е. со знаком-слепком царапин, образовавшихся на подстилавшем его илистом дне. Аптский флиш (свита тетрахеви). Р. Анис-хеви. Кахетия

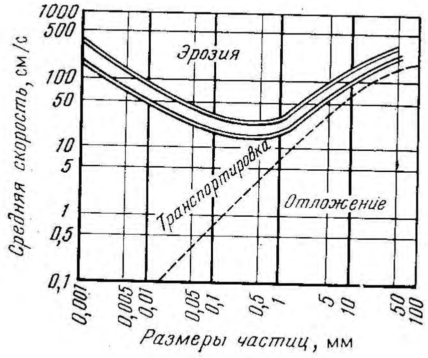


Рис. 5-3. Диаграмма Хьюлстрема, приближенно иллюстрирующая влияние средней скорости водного течения на транспортировку, отложение или, наоборот, размыв (эрозию) ранее отложенных частиц разного размера

Рис. 5-4. Несколько генераций гиероглифов на нижней поверхности мелкозернистого известковистого песчаника (I элемента флишевой циклотемы — I ЭФЦ) из тетрахевского флиша Кахетии.

a — ксинмоглифы — отпечатки царапин первой генерации; *b* — возникшие позже более глубокие царапины; *c* — крупные биоглифы; *d* — мелкие биоглифы самой поздней генерации

личаются друг от друга. Рябь течений асимметрична; у нее второй индекс обычно больше 2. Рябь волнения (осцилляционная) обычно симметрична (второй индекс равен или близок к 1). У ряби течений гребни валиков нередко за-

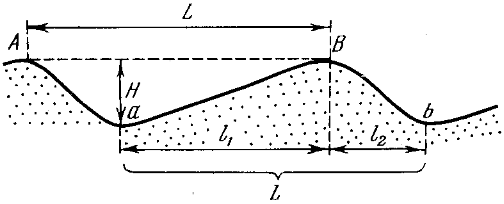


Рис. 5-5. Элементы ряби.

А и *В* — гребни валиков; *а* и *b* — подвалья; *Аа* и *Bb* — крутые склоны валиков; *L* — длина волны ряби; *H* — высота, или амплитуда ряби; l_1 — проекция пологого, а l_2 — крутого склонов валика

круглены; пологий склон их часто является выпуклым. У ряби волнений гребни обычно заострены, а склоны — несколько вогнуты.

К числу важнейших первичных текстур, возникающих на самых ранних стадиях образования седиментитов, относятся все явления слоистости (s. lato),

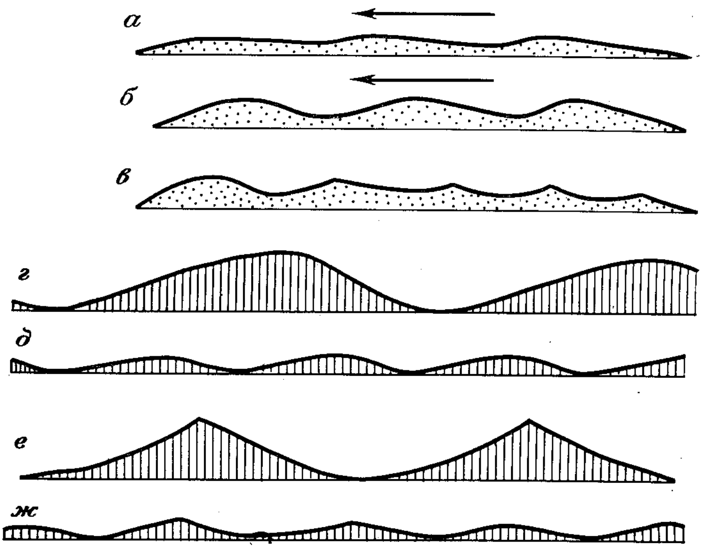


Рис. 5-6. Разрезы трех основных типов ряби (*а*—*в* — по Kindle). Внизу — различные типы ряби и отвечающие им первые индексы, по Шроку.

а — эоловая; *б* — образованная водным течением; *в* — волновая; *г* — рябь водного потока с низким индексом (+5); *д* — эоловая с высоким индексом (+14); *е* — волновая с низким индексом (+5); *ж* — волновые следы ряби с высоким индексом

классификациям которых уделялось внимание многими исследователями (Л. Н. Ботвинкина, Е. П. Брунс, Н. Б. Вассоевич, Ю. А. Жемчужников, Л. Б. Рухин, М. С. Швецов, Р. Шрок). В данном очерке используются термины, предложенные ранее нами.

С л о и с т о с т ь (s. lato), или с т р а т и ф и к а ц и я, образуется: 1) благодаря более или менее отчетливо выраженному обособлению слоев самой различной толщины — от очень тонких, неразличимых визуально, до очень мощ-

ных; 2) благодаря в той или иной мере согласованной ориентировке отдельных компонентов породы.

Различаются три основные формы стратификации: 1) собственно слоистость (которую, во избежание путаницы со слоистостью вообще, т. е. в широком смысле термина, можно именовать наслоенностью, или наслоением) как текстуру сообществ пород; 2) слойчатость как внутреннюю текстуру слоев (наслоев); в прошлом как русские, так и зарубежные геологи нередко называли ее ложной слоистостью, и 3) слоеватость.

Собственно слоистость — наслоение — выражается в образовании индивидуализированных слоев (наслоев). Они обособляются друг от друга или вследствие различия в составе или благодаря наличию слоевых швов («плитковатость»), являющихся следствием пауз в седиментации. Имеет место также и наложение одного явления на другое. Каждому наслою (как и слоевому шву) отвечает вполне определенная фация, определенная обстановка осадкообразования. Слоистость (наслоение) возникает именно в результате смены (нередко — чередования) фаций. Надо различать миграционную слоистость, подчиняющуюся закону фации Иностранцева, Головкинского и Вальтера, и мутационную, на которую этот закон не распространяется.

К слоистости (стратификации) или, точнее, к наслоению относятся широко распространенные явления седиментационной цикличности, нередко и ритмичности или квазиритмичности.

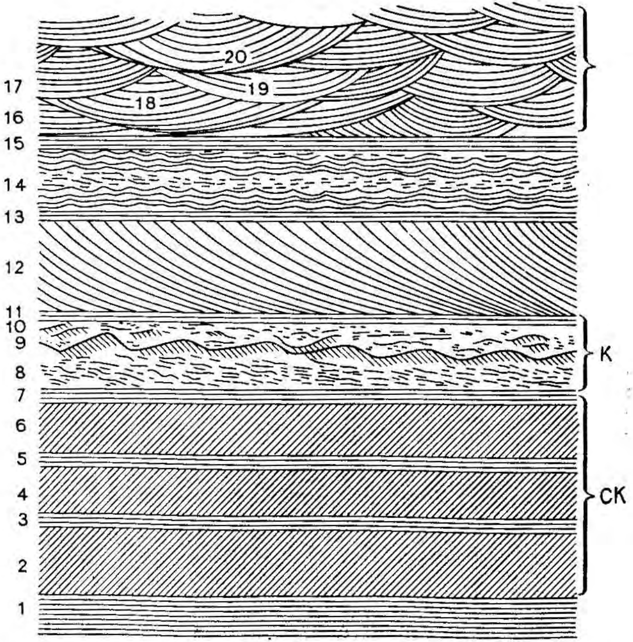
Слойчатость — внутренняя текстура слоев, результат захоронения поверхностных текстур, микрорельефа дна.

Слойчатость порождается более или менее ритмичными колебаниями интенсивности тех или иных факторов седиментации, например пульсацией скорости придонных вод, уменьшением или увеличением приноса обломочного материала и т. д. Колебания эти, однако, таковы, что они не только не порождают смену фаций, а наоборот, определяют единство каждой из данных обстановок осадкообразования.

В результате мелкой пульсации седиментационных факторов возникают слойки, первоначально горизонтальные или наклонные, в том числе и изогнутые (рис. 5-7, 5-8). Чаще всего наблюдается чередование слойков двух типов, один из которых нередко характеризуется большей толщиной и является основным. В таких случаях целесообразно различать пары слойков, своего рода микроциклиты. Толщина слойков обычно варьирует от долей до нескольких миллиметров, реже до нескольких сантиметров.

На практике обычно удается без особого труда выделять слои как основной текстурный элемент осадочной толщи и не путать их со слойками, относящимися к более низкой категории явлений. Иногда, однако, возникают затруднения в разграничивании слоев (наслоев) и слойков. В таких случаях могут быть полезными признаки различия между ними, сведенные в табл. 5-3, составленную Л. Н. Ботвинкиной (1965 г.) с учетом материалов Н. Б. Вассоевича (1958 г.).

К сожалению, Л. Н. Ботвинкина допустила терминологическую и вместе с тем и логическую ошибку. Разграничивая слойки и слои, она называет связанные с ними свойства одинаково — и собственно слоистость (напластование), представляющую собой текстуру толщ, и слойчатость — внутреннюю текстуру толщ. Оба явления, существенно различные, Л. Н. Ботвинкина, как и ряд других литологов, называет слоистостью.



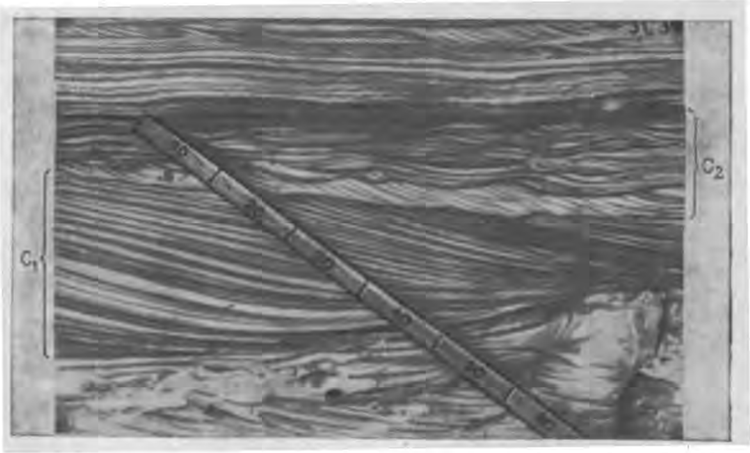


Рис. 5-8. Косослойчатые песчано-алевритовые отложения чокракского возраста (средний миоцен). Дагестан.

C_1 — серия моноклинальных косых слойков потокового типа; C_2 — слойки ряби — результат захоронения знаков ряби. Течение было направлено на ЗСЗ. Цена делений на рукоятке молотка — 10 см

Рис. 5-7. Слойчатость разного типа (схема), по Н. Б. Вассоевичу. Серия косых слойков, комплексы серий, сложные комплексы и ярусы:

1, 3, 5, 7, 11, 13 и *15* — серии горизонтальных слойков; *2, 4* и *6* — серии прямых однонаправленных косых слойков («диагональная», «потоковая» слойчатость); *8, 10* — косая слойчатость, обязанная своим возникновением знакам ряби (ряби течения); *9* — сохранившаяся поверхность ряби; *12* — серия изогнутых однонаправленных косых слойков («диагонально-касательный» тип слойчатости); *14* — косая слойчатость, образовавшаяся благодаря захоронению симметричных знаков ряби (осцилляционная рябь); *16—20* — серии мульдообразных косых слойков; *К* — комплексы серий; *СК* — сложный комплекс, состоящий из шести серий

Таблица **5-3**

Различие признаков слоя и слойка (признаки 2, 4, 5, 6, 7а и 8 взяты по Н. Б. Вассоевичу, 1958 г., с некоторыми изменениями). Из книги Л. Н. Ботвинкиной (1965 г.)

Признаки		Слоевые единицы	
		Слой	Слоек
1. Сходство смежных единиц и их повторяемость (основной признак различия)		Смежные слои различны. Повторяемость только при правильном переслаивании или ритмичности (но при этом каждый слой имеет внутреннюю слойчатую текстуру)	Смежные слойки сходны и многократно повторяются (или образуют повторяющиеся сходные группы — «пары», «пачки», «ленты»)
2. Толщина (мощность)		Различная	Небольшая (от долей миллиметра до сантиметра)
3. Площадь (протяженность)		Обычно большая	В косой и волнистой слоистости невелика, в горизонтальной — может быть различной
4. Первичный наклон (до деформации)		Отсутствует или мал (не более нескольких градусов). Исключения редки	Может достигать 30—40° (и даже более) для косой и волнистой слоистости. В горизонтальной слоистости отсутствует
5. Внутренняя текстура		Слой может состоять из слойков	Слоек не может состоять из других слоевых единиц (слоек — низшая единица слоистости). Текстура его может быть выражена лишь в ориентировке частиц
6. Связь с породой		Слой объединяет одну породу со сходными признаками	Слойки могут быть внутри одной породы
7. Время образования	а) абсолютное	Более или менее длительное (чаще — многие годы, тысячелетия, реже — сезон)	Обычно — небольшое (чаще сезон, иногда часы, дни)
	б) относительное	Слой — чаще одновременное образование, но может быть и разновременным	Всегда одновременное образование

Признаки	Слоевые единицы	
	Слой	Слоек
8. Условия образования	Возникновение слоев определяется каким-либо изменением в условиях осадконакопления	Общие условия седиментации неизменны. Возникновение слойков определяется незначительной пульсацией осадкообразующих факторов (может быть, лишь с некоторой направленностью их изменения)
9. Явление	Слоистость осадочных толщ или стратификация	Слоистость осадочных пород или слойчатость

Слоеватость. Как показывает само наименование — это слабая форма развития слоистости. Она характеризуется соответствующей ориентированностью части или большинства уплощенных частиц породы, не приводящей, однако, к возникновению слойков. Это как бы недоразвитая слойчатость; слойчатость, если так можно выразиться, без слойков. А. В. Хабаков писал о пунктирной слоистости, А. С. Корженевская — о черточной, другие литологи — о прерывистой, и т. д. Слоеватость нередко отмечается в глинах, содержащих примесь песчано-алевритовых частиц или растительный детрит. Ее обусловливают чешуйки слюды, уплощенные частички детрита и т. д. В конгломератах слоеватость выражается в горизонтальном или наклонном положении уплощенных галек и валунов (в других породах в расположении конкреций на одних и тех же уровнях). Если слоеватость обязана одинаковой ориентировке основных или часто встречающихся и более или менее равномерно распределенных компонентов породы, то она может быть названа сплошной и сильно выраженной.

Кратко охарактеризованные три типа стратификации находятся в прямой связи с закономерностями седиментации, в том числе и теми, которые обусловлены осадочной рассортировкой* исходного (материнского) для осадков вещества. Эта связь иллюстрируется схемой, приведенной в «Спутнике полевого геолога-нефтяника» (1964 г.).

Слойчатость, особенно косая (под которой обычно понимаются почти все виды негоризонтальной слойчатости), имеет очень большое значение, прекрасно показанное Ю. А. Жемчужниковым (сб. «Косая слоистость») и особенно Л. Н. Ботвинкиной. Слойчатость позволяет судить о среде осадконакопления (водная, воздушная), о фациальной обстановке (различные зоны моря, реки и т. д.). Поэтому изучение слойчатости следует считать одним из важных элементов литологических исследований.

Следует учитывать, что по одному случайному сечению можно получить далеко не полное, а иногда и ошибочное представление о форме слойков. Поэто-

* Это явление часто называют, вслед за Л. В. Пустоваловым, осадочной дифференциацией. Однако она диалектически связана с интеграцией и поэтому лучше говорить о рассортировке.

му косую слойчатость надо наблюдать в различных сечениях, лучше всего в двух взаимно перпендикулярных направлениях — поперечном и продольном.

При изучении косослойчатых текстур рекомендуется характеризовать как взаимоотношения слойков, так и соотношения их с границами серий, если они достаточно четко выражены, а также соотношение серий друг с другом. Кроме того, следует отмечать крутизну и направление наклона косых слойков (а в случае волнистой слойчатости — ориентировку волн), толщину слойков, мощность серий, черты различия между основными типами слойков и т. д.

Описание слойчатых текстур необходимо сопровождать большим количеством ориентированных зарисовок и фотографий, отбором проб для исследования гранулометрии, минералогического состава пород и других видов анализа.

Диагенетические текстуры (диаглифы). Нередко в осадке вскоре после его отложения возникают вторичные текстуры, которые, в отличие от текстур, образующихся в породе на более поздней стадии литогенеза, можно именовать ранневторичными, или диагенетическими. Среди них известны как биогенные, так и абиогенные текстуры (знаки).

Из биогенных диаглифов наибольшм распространением пользуются ф у к о и д ы, особенно примечательные для флиша, но встречающиеся и в других формациях. Многие исследователи относили фукоиды к ископаемой флоре из-за их сходства с растительными остатками. В настоящее время твердо установлено, что фукоиды представляют собой ходы различных илоедов, преимущественно червей (R. Richter, 1936 г.; Н. Б. Вассоевич, 1951 г., 1953 г.).

Среди абиогенных диагенетических текстур пользуются значительным распространением всякого рода конкреции и вторичные нарушения слоистости, обусловленные подводным оползанием.

Большинство к о н к р е ц и й возникает на разных этапах стадии диагенеза. Для полноты картины следует упомянуть также о так называемых сингенетических конкрециях и о сходных с ними конседиментационных образованиях, также нередко относимых к конкрециям.

Сингенетические конкреции возникают на таких участках бассейна, где происходит очень медленное накопление слоя осадков. Здесь конкреции могут возникнуть на поверхности осадка и продолжать расти на дне за счет биохимических или физико-химических процессов. К сингенетическим конкрециям относятся, например, железо-марганцевые желваки, лепешки и т. д., обязанные своим возникновением железобактериям, а также — водорослевые желваки.

Нередко к сингенетическим конкрециям относят копролиты или включения механического происхождения.

Диагенетические конкреции образуются внутри осадка, чаще всего в пелитовых осадках (глинистых, карбонатных и смешанных), реже — в песчано-алевритовых. Среди этих конкреций можно различить по способу образования конкреции цементации, замещения и вытеснения первичного осадочного материала.

Конкреции классифицируют также по форме, по внутреннему строению, в частности, по наличию или отсутствию в них трещин, заполненных тем или иным минералом (септарии) и т. д. Существенное значение имеет классификация по составу. Конкреции бывают кремнистыми, известковыми, лимонитовыми, сидеритовыми (глинисто-сидеритовыми), марказитовыми, пиритовыми, меднорудными, фосфоритовыми, баритовыми и другими. Они рассматриваются в соответствующих разделах «Справочника».

Подводнооползневые деформации отложений очень широко распространены в геосинклинальных и переходных формациях. Встречаются они и в платформенных формациях, особенно на склонах конседиментогенных (С. С. Шульц) поднятий. По своему масштабу подводнооползневые образования могут быть самыми различными — от небольших зон смятия в несколько сантиметров толщиной до грандиозных — в десятки метров мощностью и протяженностью в несколько километров. Иногда зоны подводнооползневых масс принимались за результаты тектонических явлений — дислокационные смятия, надвиги и т. д. (М. Н. Шатский, 1929 г.). В книге Н. С. Шатского можно найти много прекрасных зарисовок и фотографий различного типа ископаемых под-

Рис. 5-9. Алевритовые «колобки» — рулетоподобные образования, возникшие вследствие подводного оползания пропитанного водой осадка, обладающего высокой тиксотропичностью. Средний миоцен. Дагестан. Фото Н. Б. Вассоевича

водных оползней (истолкованных, однако, неправильно). Того же порядка явления хорошо описаны и верно объяснены Н. Ю. Успенской (1933 г.). Можно указать еще на работу Н. Б. Вассоевича и С. Т. Короткова (1935 г.).

В обзорах текстур осадочных пород принято рассматривать лишь небольшие зоны нарушения. Они возникали чаще всего в алевритовых и глинисто-алевритовых осадках. При оползании насыщенных водой осадков возникают прихотливые складочки. Прослои алевритов среди глин или алеврито-глинистых отложений нередко образуют очень характерные, обычно несколько удлиненные «рулеты» — оползневые колобки (рис. 5-9). Описания и изображения их можно найти в «Спутнике полевого геолога-нефтяника» (изд. 2-е, 1954 г.).

Высокая тиксотропность алевритовых осадков обусловливает образование не только различных текучих «текстур» — реоглифов (Н. Б. Вассоевич, 1953 г.), но и «текстур внедрения», в частности тех, которые в ископаемом состоянии приурочены к границе алевролита и подстилающей его пелитовой породы (рис. 5-10).

К диагенетическим текстурам относятся также «нептунические», или «кластические дайки», впервые описанные акад. А. П. Павловым. Это жилы, образованные осадочным материалом, чаще всего песчано-алевритовым. Дайки

бывают двух типов (Р. Шрок, 1950 г.) — одни из них представляют собой результат заполнения сверху рыхлым осадком трещин, образовавшихся на дне бассейна (при землетрясениях, при оползневых явлениях); другой тип даек, менее распространенный, возникает при внедрении пластичного осадка (например, плывуна) снизу в покрывающие его отложения (рис. 5-11).

Текстуры, возникающие в стадию катагенеза. В стадию катагенеза (именуемую иногда неточно также эпигенезом) образуется несколько характерных типов текстур, обязанных своим происхождением повышению растворимости

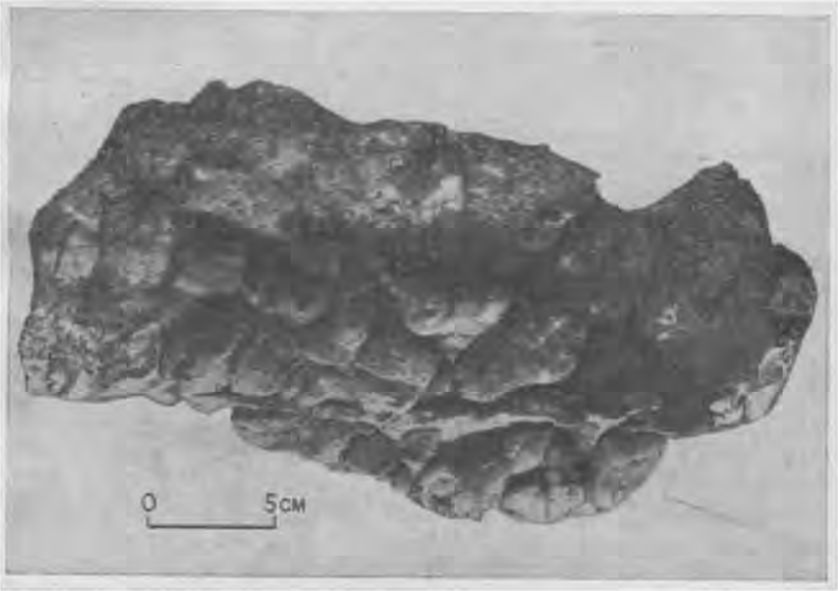


Рис. 5-10. Бугорчатая нижняя поверхность кварцевого алевропсаммита из нижнего чокрака (урочище Уйташ, Дагестан). По-видимому, это теггоглифы, т. е. знаки внедрения песчаного материала в подстилающий его пропитанный водой мягкий глинистый ил

$CaCO_3$ (главным образом) в местах повышенного давления. К числу таких текстур относятся стилолиты, наблюдающиеся в известняках (рис. 5-12). Они образуются первоначально как небольшие эндогенные трещины, вдоль которых происходит медленное растворение породы. На поверхности трещин остается нерастворимое в воде вещество, обычно более темного цвета, чем сама порода. К. К. Зеленов (1955 г.) считает, что стилолиты, представляющие собой своеобразные «швы растворения», образуются в породах в стадию не только катагенеза, но и диагенеза. Литература о стилолитах приведена в книгах Л. Б. Рухина (1961 г.) и Р. Шрока (1950 г.).

Фунтиковая текстура, или текстура «конус-в-конус», также связана с карбонатным веществом осадка. Она наблюдается в слое породы, содержащем более 50% карбонатного материала и имеющем толщину в несколько сантиметров (обычно менее 10—15 см). Этот слой или составляет оторочку конкреций или приурочен к линзам и линзовидным прослойкам карбонатных, гли-

нисто-карбонатных (например, глинистых сидеритов) или реже других пород среди глинистых отложений.

В дислоцированных породах, особенно в пелитовых или пелитоморфных, в стадию позднего катагенеза может развиваться кливаж, в частности — сланцеватость. Эти текстуры, как и всякого рода трещиноватости, а также различные формы тектонических дислокаций, уже выходят за рамки петрографии и рассматриваются в общей или физической геологии и в тектонике.

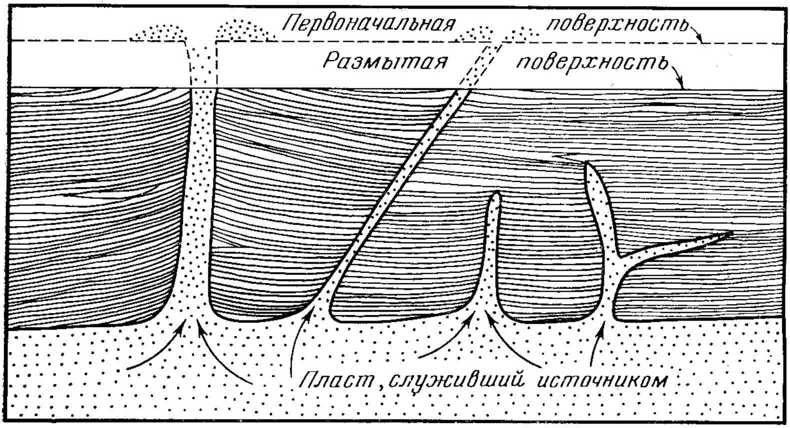


Рис. 5-11. Схема образования инъецированных даек. Часть трещин пересекла весь покрывающий пласт, и песчаный материал был «извергнут» по ним на поверхность. По Шроку (1950, с. 241, фиг. 171)

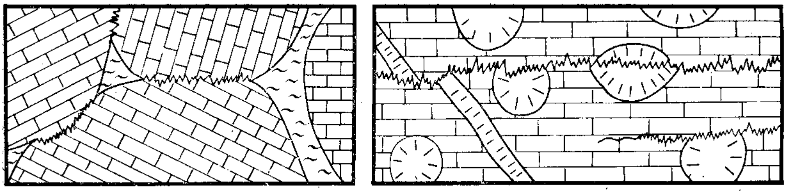


Рис. 5-12. Стилолиты, 1/2 нат. вел., по Г. И. Бушинскому (1961 г.).

а — стилолитовые швы в конгломерате, развитые в пределах контакта галек; конгломерат состоит из галек известняка и мергельного цемента (девон. Северный Урал); *б* — стилолитовые швы в известняке, пересекающие стебли кораллов и прожилок кальцита (верхняя юра, Крым)

К катагенетическим знакам относятся **ямки-вдавления** (Eindrücken — швейцарских геологов, **энтиоглифы** — по терминологии Н. Б. Вассоевича) на поверхности галек и валунов карбонатных и, в меньшей степени, кремнистых пород (рис. 5-13). Ямки-вдавления образуются при длительном давлении окатышей друг на друга. Замечено, что те окатыши, которые являются «виновниками» вдавлений, образованы относительно менее растворимыми (или почти вовсе нерастворимыми) в воде породами, чем окатыши, в которых возникли ямки. Кроме того, вдавливаемые участки галек обычно (а при одинаковом

составе — обязательно) имеют заметно меньший радиус кривизны, чем участки, на которых образовались углубления.

Ямки-вдавления образуются в течение длительного времени, измеряемого сотнями тысяч, если не миллионами лет. В новейших и обычно в верхнечетвертичных конгломератах они вовсе не наблюдаются. Если иметь в виду карбонатные породы, то можно сказать, что ямки-вдавления достигают максимума чаще всего в миоценовых отложениях. Этот максимум является вместе с тем

Рис. 5-13. Валун палеозойского известняка (из молассоидных конгломератов Ферганы) с многочисленными ямками — вдавлениями, возникшими в результате ускоренного и усиленного растворения углекислой извести под давлением со стороны более мелких галек некарбонатных пород. Типичные знаки для стадии катагенеза — катаглифы. Коллекция Н. Б. Вассоевича

и пределом: в более древних отложениях глубина отпечатков на известняках и доломитах не становится бóльшей*.

Текстуры, возникающие в зоне гипергенеза. Когда осадочные породы, претерпевшие опускание и приспособившиеся к глубинным условиям, начинают, благодаря изменению знака движения и вступлению в силу денудации, приближаться к дневной поверхности, то они попадают в новую геохимическую обстановку и подвергаются воздействию сначала факторов глубинного, или скрытого, гипергенеза (регрессивного эпигенеза, по терминологии Л. Б. Рухина), а затем и более активных агентов поверхностного, или явного, выветривания. В эту стадию существования пород в них нередко возникают особые текстуры.

Из числа текстур, образующихся на ранних стадиях гипергенеза в отложениях, еще не достигших поверхности литосферы, можно отметить слойчатость гипса, происшедшего из ангидрита. Гидратация последнего приводит к значительному увеличению объема, и слои гипса вынуждены деформироваться в мелкие складочки.

---

* Этого нельзя сказать о кремнистых окатышах. В верхнетретичных отложениях они обычно лишены ямок или несут лишь следы вдавления в них соседних галек. В более же древних конгломератах такие ямки-вдавления иногда выражены более ярко.

Нередко в подвергшихся выветриванию осадочных породах возникают различно окрашенные концентрические оболочки, так называемые кольца выветривания (они могут быть любой формы). Некоторые из таких образований обязаны явлению Лизеганга, но большая часть оторочек обусловлена просто различной глубиной проникновения в породу водных растворов, производящих ее изменение.

Целый ряд текстур, связанных с воздействием факторов гипергенеза на осадки в относительно краткие моменты перерыва (паузы) в осадконакоплении, следовало бы вообще выделить в особую группу (анагоглифов). К числу таких текстур относятся трещины усыхания (рис. 5-14), отпечатки капель дождя,

Рис. 5-14. Нижняя поверхность песчаника с сетью выступающих «жилок» — заполненных песчаным материалом трещин усыхания, возникших на поверхности ила, на котором отпечатались следы стегоцефала, по O. Abel (1935 г.)

следы растворения или размыва ранее отложенных осадков, следы передвижения животных (см. рис. 5-14), отпечатки кристаллов льда или соли.

Так как пауза в седиментации сопровождается обычно также и сменой типа осадка, то большинство знаков такого рода приурочено к границе между слоями. Они иногда наблюдаются лишь в форме слепков, т. е. негативных знаков (проглифов).

Биоглифы*. Особого внимания заслуживают весьма разнообразные биоглифы, именуемые в немецкой литературе Lebensspuren, а в англоязычной — Trace fossils. Эти биоглифы имеют большое палеонтологическое — стратиграфическое и экологическое значение. Вместе с механоглифами они проливают свет на условия седиментации отложений и последующего их диагенеза.

Богатый материал о биоглифах и вообще биосомах — следах жизни содержится в [1], можно назвать также книгу О. С. Вялова (1966 г.). Заслуживают внимания публикации Р. Ф. Геккера (1957 г., 1962 г.). Некоторое внимание биоглифам уделял Н. Б. Вассоевич (1953 г., 1954 г., 1956 г., 1958 г.). Из зарубежных авторов надо прежде всего отметить О. Абеля (Abel, 1935 г.), Дж. Лессертиссёра (Lessertisseur, 1955 г.), монографию, изданную под редакцией Т. П. Креймса и Дж. К. Херпера, «Trace fossils» (1970 г.), труды западно-

* Автор этого термина Н. Б. Вассоевич первоначально понимал под биоглифами только биогенные иероглифы, т. е. знаки на нижней и/или (реже) верхней поверхностях слоев и не относил к ним явно биогенные образования внутри пластов (наслоев), напр., фукоиды. В настоящее время понятие о биоглифах расширилось и к ним можно относить вообще все текстурно выраженные следы жизни.

германского ученого А. Зейлахера (Seilacher, 1958 г., 1954 г.), а также монографию польского проф. М. Ксёнжкевича.

Особенно богата биоглифами флишевая геогенерация. В ней много разнообразнейших биогенных гиероглифов (рис. 5-15, 5-16, 5-17) и собственно фукоидов — внутрислоевых ходов червей-илоедов, выполненных более или менее отличным веществом, чем окружающая (вмещающая) их порода (рис. 5-18)*.

Нередко биоглифы сочетаются с механоглифами На рис. 5-19 представлена фотография нижней поверхности алевролита с негативными знаками — слепками языковых бороздок размыва, возникших в виде углублений на подстилавшем алевролит пелитовом осадке.

Рис. 5-15. Rhizocorallium — биоглиф в мергеле. Коньякский флиш. Окрестности ж.-д. ст. Яшма. Азербайджан

Слоистое сложение свит. Особенности смены слоев и различные типы их сочетаний в серии осадков относятся к более высокой категории текстур — к текстурам (сложению) литом (пачек слоев, свит и т. д.). Последовательность слоев в разрезе, их чередование характеризуются определенными закономерностями, то сразу бросающимися в глаза, то требующими специальных наблюдений для их открытия. Для изучения сложения толщ необходимо выявить: 1) набор основных типов пород, слагающих данную пачку отложений и представляющих собой ее элементы; 2) разновидности этих типов, являющихся вариациями элементов; 3) закономерности в смене, чередовании, повторении слоев этих пород в разрезе; нередко удается выявить цикличность разного порядка в сложении свит во флише, в угленосных толщах и т. д.

Как отмечалось выше, текстуры слоев и их сочетаний (литом, или стратилитом) позволяют отличать опрокинутые положения отложений от нормального. Соответствующие критерии вместе с другими приведены ниже.

Признаки, позволяющие отличить нормальное положение слоев от опрокинутого (перевернутого).

I. Палеонтологические.

II. Стратификационно-литологические.

III. Тектонические.

IV. Прочие (разные).

К палеонтологическим относятся: 1) возраст органических остатков; 2) положение захороненных и перезахороненных ископаемых; 3) следы жизни

* Для флишевой геогенерации (и для граувакк) примечательны также и механоглифы. Они прекрасно описаны и изображены в монографии польского геолога С. Джулинского и английского литолога Э. Уолтона (Dzułyński, Walton, 1965 г.).

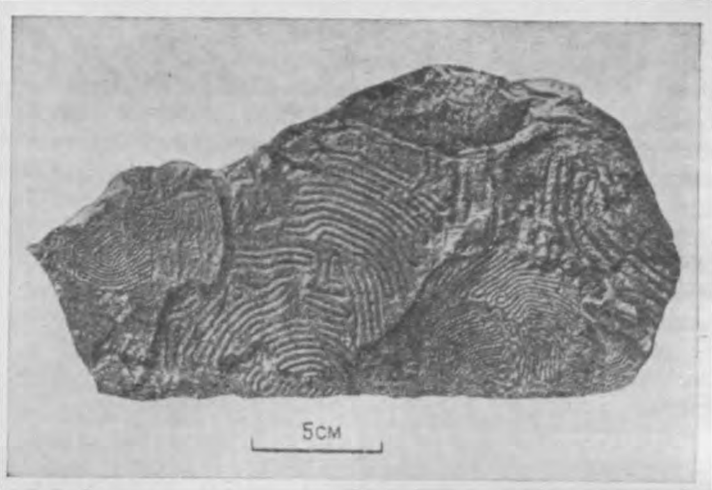


Рис. 5-16. Неominthoidae labyrinthica H e e r. — биоглифы. Эоценовый флиш. Брегенцский Лес, Австрия

Рис. 5-18. Chondrites — особого рода фукоиды — ходы червей-илоедов внутри слоев, выполненные материалом вышележащего слоя. Более широкие ходы (4—5 мм)— это Chondrites forma furcatus S t e r n b.; более узкие — Ch. forma intricatus B r o n g n. Верхнемеловой (сенонский) флиш. Кахетия. Коллекция Н. Б. Вассоевича.

Рис. 5-17. Нижняя поверхность сильно известковистого песчаника. Биоглифы описаны проф. И. В. Палибиным в 1932 г. по коллекциям Н. Б. Вассоевича как Fucusopsis angulatus P a l i b. Верхнемеловой флиш. Р. Псекупс, Краснодарский край. Коллекция Н. Б. Вассоевича

(ихнофоссилии), в частности фукоиды — крупные ходы илоедов направлены большей частью вниз и выполнены веществом вышележащего осадка; 4) прижизненное положение ископаемых: а) одиночные параллельно ориентированы узким концом вниз; б) морские ежи — уплощением вниз; в) корешки растений ветвятся вниз.

Стратификационно-литологические наиболее многочисленны и в случае палеонтологически немых толщ часто позволяют легко отличить опрокинутое залегание слоев от нормального. Среди них различают связанные: 1) с внутренними текстурными особенностями слоя; 2) с внешними текстурными — с поверхностями наслоения; 3) с характером взаимоотношения слоев. К числу первых относятся: а) от-

Рис. 5-19. Нижняя поверхность алевролита I элемента флишевого циклита (I ЭФЦ) со знаками двух генераций. Более ранняя — язычковые тирбоглифы (негативные слепки с борозд размыва). Вторая генерация — биоглифы в виде круглых валиков (ходов пескожилов). Закарпатский флиш (мел или палеоген). Р. Уж. Карпаты. Коллекция И. Г. Баранова

сортированная, или «градуированная» (фракционированная) слойчатость («Graded bedding») — результат гранулометрической дифференциации — более крупные зерна в нижней части слоев; б) подобная же отсортированность в небольших пластах вулканического пепла — в нижней их части более грубый материал и нередко обогащение биотитом; в) косая слойчатость — слойки вогнуты и расходятся кверху; сверху же срезаются; книзу выполаживаются (до касательной к основанию слоя и/или параллельным ему поверхностям).

К числу признаков, основанных на характерных отличиях нижней поверхности пласта от верхней, относятся а) знаки ряби — в симметричных валиках острые гребни направлены вверх; б) гиероглифы — чаще и более резки на нижней поверхности мелко- и среднезернистых пород; вообще нижняя поверхность слоев обломочных пород часто выражена более резко, чем верхняя; в) отпечатки капель дождя (вогнуты книзу); г) трещины усыхания — на верхней поверхности пласта — сеть жилок, часто из более грубого материала; на нижней — выступающие ребра из этого материала.

Отличить нормальное залегание от опрокинутого можно по характеру соотношения слоев, прежде всего: по несогласному залеганию слоев, а также по закономерной смене пород в циклитах и циклотемах; например, в отложениях с сезонной слоистостью (в частности, в варвах) нижняя граница летнего слоя обычно более резкая, чем верхняя; во флишевых многослоях четко выражена

смена кверху слоя с псаммитовой или алевритовой структурой слоем с пелитовой структурой и т. д.

К тектоническим признакам относятся: 1) наклон плоскостей кливажа — более крутой на нормальном крыле складки и более пологий на опрокинутом (рис. 5-20, *а*); 2) углы падения — нормальные крылья складок положе опрокинутых; 3) относительное перемещение пород при пластовых подвижках (рис. 5-20, *б*) и 4) форма складок волочения (рис. 5-20, *в*).

К числу прочих (разных) признаков относятся: а) нептунические дайки — большая часть их отходит от песчаных пластов вниз; книзу они и выклиниваются (известны, однако, песчаные жилы, внедряющиеся в вышележащие

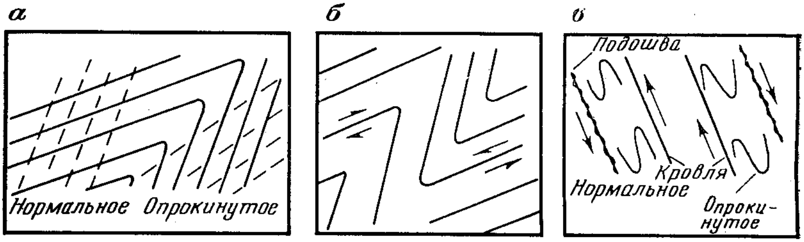


Рис. 5-20. Тектонические признаки нормального и опрокинутого залегания слоев

слои; поэтому надо проявлять осторожность); б) лавовые потоки — верхняя часть их более пузырчата (миндалины крупнее); вытянутые миндалины разветвляются книзу; в) в потоках подводных лав (pillow-laves) более крупные «подушки» уплотнены снизу; г) подводные оползни — сползание, естественно, шло вниз по первичному уклону дна водоема.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 1—3. М., 1962—1973.

2. *Лапинская Т. А., Прошляков Б. К.* Основы петрографии. М., Недра, 1974. 240 с.

Глава 6

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

Явления, описываемые в литературе под названиями «цикличность», «ритмичность», «периодичность», широко распространены в природе и свойственны многим осадочным толщам. Изучение этих явлений имеет исключительно большое научное и практическое значение. Они в значительной мере определяют формирование и распределение в осадочной оболочке Земли многих полезных ископаемых. Результаты изучения цикличности и периодичности осадочных процессов и их продуктов — осадочных толщ представляют также значительный интерес для расчленения и корреляции разрезов, выявления особенностей эволюции тектонических движений и климата и для решения целого ряда других геологических вопросов.

При рассмотрении явлений цикличности и повторяемости в осадочных толщах весьма важно прежде всего внести достаточную определенность в терминологию, весьма запутанную по вине ряда авторов. Современное состояние проблемы освещено в [1, 3—9] и других работах.

Явления седиментационной цикличности относятся к частным, хотя и чрезвычайно распространенным случаям сочетания слоев осадочных пород, или седиментитов, т. е. к явлениям надпородного уровня (Н. Б. Вассоевич, В. В. Меннер, 1978 г.). Наиболее обычными, самыми распространенными элементами, «клеточками» седиментационных систем этого уровня являются слои седиментитов. Именно их сообщества (ассоциации слоевых единиц) образуют самые различные циклы (цикломы). Поэтому прежде чем описывать явления цикличности, следует уточнить понятия, связанные со слоистостью, или стратификацией.

Можно различить четыре типа стратификации (или слоистости в самом широком, но совсем точном смысле слова).

1. Веристратификация, или собственно слоистость. Это самая характерная текстура осадочных отложений, текстура свит, пачек, пакетов, слоев, вообще любых ассоциаций осадочно-слоевых единиц.

2. Субстратификация, или слойчатость — внутренняя текстура слоев, т. е. слоистость (s. lato) более низкого ранга: единицей, элементом слойчатости является слоёк, вернее — пары слойков.

3. Анхистратификация, или слоеватость. Это как бы недоразвитая слоистость, «слоистость без слоев», «пунктирная», или «черточная» слоистость и т. д. Слоеватость обусловлена ориентировкой включений или частиц основной массы в породе, например листочков слюды или мелкого уплощенного растительного детрита в глинах и т. д., уплощенных валунов и (или) галек в конгломерате (и тогда слоеватость может быть изначально наклонной, косой — если уплощенные окатыши ориентированы наклонно к основной слоистости, к границам пластов).

4. Мультистратификация, или многослойность. Это все случаи сочетаний слоевых единиц, многослоев разного масштаба и порядка. Любые сочетания слоев как закономерные с историко-генетической точки зрения, так и выделяемые искусственно в тех же целях, предложено именовать литомами (lihtomes). Этот термин образован по модели биом (biome), только био заменеио на лито (Н. Б. Вассоевич, В. В. Меннер, 1978 г.). Он получил одобрение выдающегося американского геолога X. Хедберга, но как терминологическая основа для сообществ вообще всех горных пород.

Литомы циклического строения именуются циклосомами, или цикломами [3, 4].

Очень важным понятием является понятие о слое как об основной текстурной единице слоистых осадочных образований.

Слой породы — это первично горизонтальная или почти горизонтальная пластина седиментита; это и форма и вещество геологического тела, с более или менее параллельными (эквидистантными) нижней и верхней поверхностями. Слой существенно однороден по вертикали; он однороден и на большее или меньшее расстояние по латерали. Слои обычно имеют мощность от нескольких миллиметров до нескольких дециметров, реже больше.

Весьма важно различать две категории слоев — миграционные и мутационные (Н. Б. Вассоевич, 1949 г.).

Миграционные слои подчинены закону фаций, приписываемому то Иностранцеву, то Головкинскому, то Вальтеру. Эти слои не синхронны на всем своем протяжении; они характеризуются как бы возрастной анизотропией, различной в разных направлениях; например, морские отложения вдоль береговой зоны могут быть синхронными на большом протяжении, а поперек этой зоны обнаруживать возрастное скольжение.

Мутационные слои не подчинены упомянутому закону фаций и синхронны или почти синхронны на всем своем протяжении. Они обязаны не миграции фаций, фациальных обстановок, а резкой смене обстановки отложений осад-

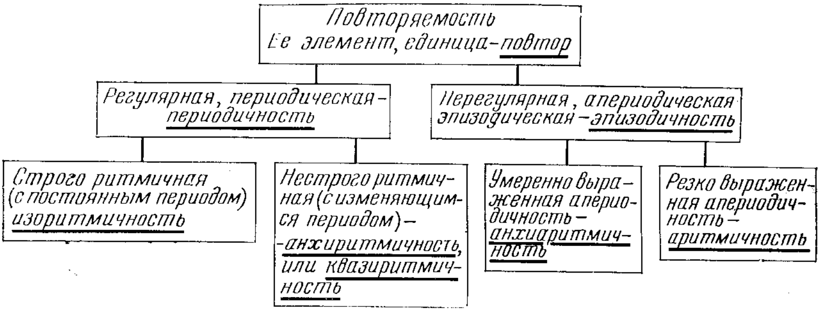


Рис. 6-1. Классификация явлений повторяемости

ков, например, в силу резкой смены солености вод бассейна седиментации, или выпадения из воздуха вулканического пепла, или развития мощного подводного оползня из-за цунами и т. д. и т. п.

Пласт — это термин свободного пользования. В одних случаях пластом можно назвать один слой, например в случае, когда он чем-либо примечателен — выделяется в обнажении благодаря своей устойчивости или особой окраской и т. д. Или на каротажной диаграмме скважины обращает на себя внимание пиком. Пластом часто называют слой полезного ископаемого, например ископаемого угля. Пласт может содержать прослойки и т. д.

Повторяемость — самый общий и широкий термин (свободного пользования), отражающий знакомые всем явления, необычайно широко распространенные в природе и свойственные мышлению. Этот термин охватывает все случаи повторения чего-либо (или кого-либо) во времени и(или) пространстве.

Повторяемость можно классифицировать по ряду признаков, в частности — по регулярности повторов, по степени эволюции последних и т. д. (рис. 6-1).

Повтор — автономная единица повторения; то, что повторяется. В разрезе осадочных образований, или седиментитов, характеризующемся явлениями седиментационной повторяемости, особенно регулярной, совершенно неизбежна двухтактность каждого повтора (1—2; 1—2; 1—2 и т. д.). В крайнем случае может быть 0—1; 0—1; 0—1, где «0» — это пауза в седиментации, диастема, «щель», иногда еле различимая, пленка другой породы (например, нерастворимого в HCl остатка между слоями известняка и т. д.). Иначе однородные слои сольются в одну однородную толщу. Именно поэтому можно утверждать, что в серии повторов каждый из них представляет собой цикл (литоцикл). Однако нельзя считать, что каждый цикл является повтором; циклы могут быть и единичными.

Периодичность — более или менее регулярная, равномерная повторяемость какой-либо реалии (явления, предмета) во времени и (или) пространстве через

равные или близкие по величине интервалы. Условно можно принять за предел колебания величины интервала 1,5—2. Если же отношение наибольшего к наименьшему интервалу несколько превышает 1,5—2, то лучше говорить о квазипериодичности. Если разброс величины интервала значителен, то лучше не говорить о периодичности, чтобы избежать катахрезы — нерегулярная периодичность.

Стадия — определенная ступень, этап, период в развитии чего-либо, фаза развития (онтогенеза s. lato). В каждом цикле (см. ниже) по меньшей мере две стадии (два этапа, две фазы).

Стадии подчинены 3 таксона — подстадия, градация и субградация.

Термин стадия используется очень широко. Часто ему придают, в зависимости от целей исследований, то или иное вполне определенное значение. Во избежание недоразумений рекомендуется в таких случаях добавлять к слову «стадия» соответствующий пояснительный терминоэлемент, например, стадия катагенеза, подстадия протокатагенеза, градация MK_2 мезокатагенеза, регрессивная подстадия и т. д.

Стадийность, или стадиальность — наличие стадий в развитии реалий; свойство стадиального. Понятие, перекликающееся с понятием о цикличности, но более широкого значения (менее обязывающего). Кроме того, оно свободно от той коннотации, которой страдает (с терминологической точки зрения) термин цикличность — с ним, в представлении многих авторов, ассоциируется явление повторяемости (которая вовсе не обязательна!). Уже по одному этому предпочтительней говорить о стадийности (стадиальности) некоторых процессов, например нефтеобразования, а не об их цикличности (И. М. Губкин и вообще большинство советских и зарубежных нефтяников так поступало и поступает).

Этап — термин свободного пользования для обозначения как любой обоснованно выделяемой части пути, дистанции, так и определенного промежутка времени; а в геологии, чаще всего для наименования какой-либо стадии, или подстадии, или же ряда стадий того или иного процесса, любого отрезка времени в развитии этого процесса.

Иногда с термином «этап» связывают вполне определенное специальное («профессиональное») значение. Это явление заслуживает осуждения, особенно если при этом допускается свое собственное (узко профессиональное) толкование других терминов, например таких, как цикл, ритм и т. д. В этой связи можно привести определение этапа из одной книги справочного характера.

«Этап — 1. Отрезок времени формирования рельефа, соответствующий геоморфологическому циклу [10]. По Ю. Ф. Чемекову (1967 г.), этап может охватывать и несколько циклов.

—2. Крупная единица геоморфохронологической шкалы продолжительностью $22—88 \cdot 10^6$ лет. Соответствует геологическому периоду. В течение этапа формируются геоструктуры (например, горные системы)» [11].

Подэтап — так же, как и этап, термин свободного пользования, но для обозначения более коротких отрезков времени и(или) меньших по масштабу явлений стадий процесса.

Этапность — можно считать термином свободного пользования, перекликающимся отчасти со словом стадийность для наименования явлений, характеризующихся неравномерностью развития.

Цикл — единичный последовательный ряд чем-либо связанных между собой явлений. В цикле выделяются фазы, стадии, этапы [6].

Учитывая важность системного подхода к научному познанию, можно определить цикл как обособленный последовательный, непрерывный ряд закономерно связанных друг с другом во времени и(или) в пространстве реалий (или вариаций одной реалии), каждая из коих представляет собой единицу более низкого ранга — стадию, этап, фазу, звено, ступень, элемент и т. д., образующих в своей совокупности целостную систему того или иного порядка.

Под циклом во всем мире понимают не только последовательный ряд, обладающий целостностью в том или ином отношении, процессов, явлений, но и овеществленные их результаты. В новейшем американском «Glossary of Geology» (1972 г.) разъяснено (с. 176), что термин в геологии имеет три равноправных значения: а) series of events or changes (ряд событий или преобразований), б) interval of time (отрезок времени) и с) group of rock units (группа стратиграфических подразделений).

По существу, так обстоит дело во многих других странах — обычно циклом называют как самый процесс, так и отвечающее ему время, а в геологии — и вещественный результат процесса, т. е. комплекс пород. Это не совсем правильно, вернее, совсем неправильно с точки зрения логики и терминологии. Учитывая это, а также то, что нередко возникает необходимость в более точной терминклатуре, было предложено называть отрезок времени, отвечающий процессам, циклохроном, а горные породы — циклосомой (soma — по-древнегречески тело), или, короче, — цикломой.

Термин циклосома был предложен Н. Б. Вассоевичем по аналогии с термином lithosoma, введенным в науку Х. Э. Уиллером (H. E. Wheller) и В. С. Маллори (V. S. Mallory). Развернутое определение понятия о литосоме было дано в 1956 г. в (Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., v. 40, pp. 2711—2723). Литосома — это «литолого-стратиграфическое тело», литолого-стратиграфическая единица. Этот термин по существу является синонимом магнофации К. Э. Кастера (1934 г.). Х. Э. Уиллеру принадлежат также термины biosome и holosome.

В 1932 г. американский геолог Дж. Уэллер (J. M. Weller), в совместной статье с H. R. Wanless, стремясь терминологически различать два аспекта понятия о цикле — как об явлении, с одной стороны, а с другой — как о его результате, — предложил называть закономерные сообщества осадочных образований в угленосной толще Иллинойса не просто «угленосным циклом», а циклотемой (cyclothem).

В русской литературе термин «cyclothem» был «переведен» как циклотема, т. е. как имя существительное женского рода и в таком виде закрепился (см. например, «Геол. словарь», 1973 г., т. 2, с. 411). В самое последнее время, однако, некоторые авторы решили исправить допущенную неточность и писать это слово как «циклотем», т. е. как существительное мужского рода.

Термин cyclothem пустил глубокие корни в мировой литературе, и вопреки воле его автора употребляется для обозначения не только угленосных циклов пенсильванского типа, но и вообще для любых литоциклов, состоящих обычно из 5—15 слоев (пород), независимо от состава, происхождения и возраста.

Термин циклотема был положен американскими геологами в основу двух других терминов, уже для сочетаний литоциклов. Два года спустя после рождения термина циклотема Р. К. Мур (Moore, 1936 г.) объединил ряд ЦТ в пенсильванских отложениях в Канзасе в мегациклотемы. Название, безусловно, слишком «громкое», излишне «сильное».

В июне 1978 г. группа участников Таллинского семинара по седиментационной цикличности договорилась (С. Л. Афанасьев, В. А. Богдашев, Ю. Н. Карогодин, И. А. Одесский, Ю. П. Смирнов, В. Т. Фролов, Р. Э. Эйнасто, Т. А. Ягубянц и др.) о нижеследующей классификации литоциклических (стратолитоциклических) подразделений, предложенной Н. Б. Вассоевичем и получившей принципиальное одобрение В. В. Меннера.

Классификация циклом — циклических сообществ осадочных пород (иерархия систем надпородного уровня организации седиментитов).

I. Элементарные цикломы (многослои без однозначного повторения пород). Структурные элементы пачек, подсвит, свит.

А. **Циклит** (ЦЛ) самое простое малоэлементное (2—5 слоев) сочетание пород. Типичные примеры — варвы; сезонные пары слоев в галогенных формациях; флишевые двух-, трех- и четырехслойные ЦЛ. Как правило, асимметричны. Порядок мощности — мм, см, дм и, как исключение, м.

Б. **Циклотема** (ЦТ) — содержит большее число слоев (5—12); иногда отмечаются усложненные переходы от породы к породе (явление рекурренции). Бывают как асимметричными, так и с элементами зеркальной симметрии. Порядок мощностей — метры, десятки метров. Наиболее типичные примеры — литоциклы в паралических угленосных бассейнах.

II. **Полициклиты** (ПЦЛ) и **полициклотемы** (ПЦТ) — сообщество (разного порядка) циклитов или циклотем*. Основной системный признак — п о в т о р е н и е принципиально однотипных, но вместе с тем и закономерно эволюционирующих элементарных циклом. Например, в варвитах (ленточных глинах) отмечается 5—6-летняя, 11—12-летняя, 23-летняя и более крупная периодичность в изменении мощности годичных пар слоев (циклитов). Соответственно выделяются полициклиты I, II, III и более высокого ранга.

В пенсильванских отложениях США установлены полициклотемы I порядка из 4—5 ЦТ; II порядка — из 12—20 ЦТ и т. д.

ПЦЛ и ПЦТ образуют подсвиты, в пределе — свиты (формации — в американском их понимании).

III. **Циклокомплекс** (ЦКм) — крупная циклома 3-го порядка, элементами которой являются свиты (формации). Такие ЦКм часто начинаются трансгрессивной (прогрессивной) серией отложений (отделяясь перерывом от нижележащих образований) и заканчиваются регрессивной, но бывают и асимметричными. Примерами могут служить четыре кайнозойских циклокомплекса на Сев. Сахалине, начиная с нижнедуйского. К более крупным ЦКм относятся не раз описывавшиеся «формационные ряды» Русской платформы, геосинклинальные, а также, конечно, ряды геогенераций (аспидная серия, карбонатная толща и/или флиш, шлир, молассы). Максимальная длительность формирования, по-видимому, отвечает галактическому году.

IV. **Полициклокомплекс** (ПЦКм) — самая крупная литома полициклического строения, циклома высшего ранга, образованная с е р и е й ЦКм. Примером может служить вся толща седиментитов, отложившихся на платформе в течение трех тектономагматических циклов — каледонского, герцинского и альпийского. По-видимому, наиболее крупным ПЦКм можно считать огромную серию образований, сформировавшуюся за 2,5—2,7 млрд. лет, начиная с протерозоя до наших дней. Впрочем, за пределы фанерозоя пока выходить рискованно.

* Иногда под полицикличностью понимают наличие в разрезе отложений циклов (литоциклов) разного порядка. Для таких случаев более подходящим надо считать термин г е т е р о ц и к л и ч н о с т ь, или много- (разно-)порядковая цикличность.

Возможно существование мегациклокомплексов.

Эта классификация литом (циклом) может быть представлена в виде графической схемы (рис. 6-2), одобренной, в принципе, В. В. Меннером.

Полициклиты, как и полициклотемы разного ранга (порядка), обычно именуются циклами с теми или иными префиксоидами (мезо-, макро-, мега- и т. п.), а в США — циклотемами, также с префиксоидами (напр., мега-, гипер- и т. п.). В отношении использования тех или иных префиксоидов для наименования цик-

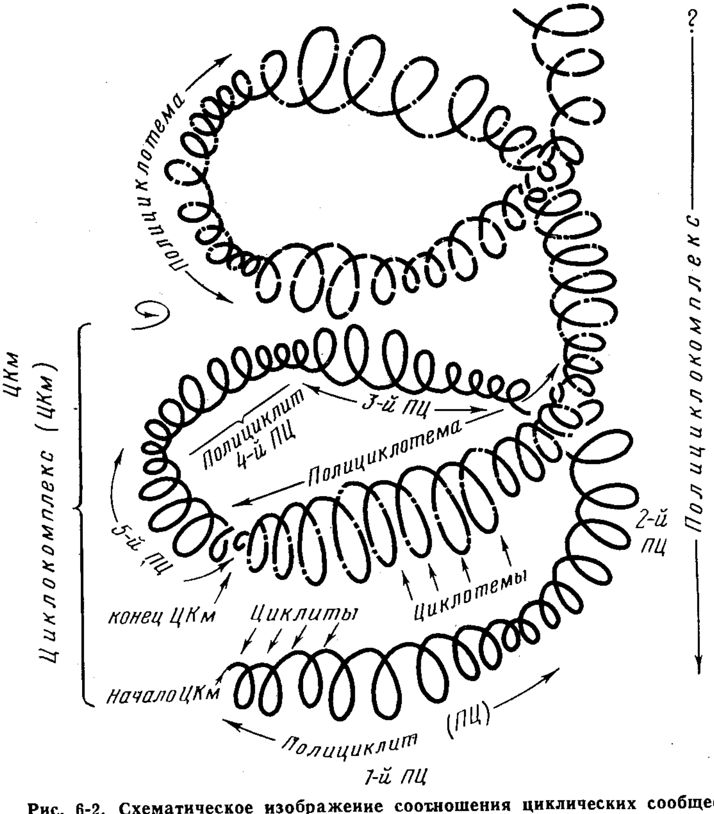


Рис. 6-2. Схематическое изображение соотношения циклических сообществ пород — циклом и полициклом — разного ранга

лов, циклитов, циклотем и т. д. не было никаких регламентирующих правил и возникла невероятная путаница. Поэтому нами были предложены приставки для наименования циклов и циклом в зависимости от длительности их формирования, использованные при составлении табл. 6-1.

Между длительностью цикла и мощностью овеществленного циклического процесса — цикломы нет сколько-нибудь общей надежной корреляции (она может наблюдаться только в отдельных случаях в пределах строго локализованных во времени и пространстве объемах седиментитов). Поэтому нельзя переносить механически названия циклов (циклом), выделенных по длительности, на циклиты, циклотемы, циклокомплексы и вообще литомы той или иной мощности.

Таблица 6-1

Циклы различной длительности, могущие фиксироваться (фоссилизироваться) в осадочных образованиях в виде циклотем (циклосом, циклитов) разного порядка

Циклы и их продолжительность	Примеры циклов
Пикоциклы 1 год	1. Суточные или циркадные циклы (Ц). Причина — смена теплого (светлого) дня и холодной (темной) ночи; суточные (и полусуточные) приливы и отливы 2. Полумесячные Ц (циклы) — соответствуют лунным приливам 3. Годичные Ц — смена времени года. Типичные примеры — озерноледниковые варвы; годичные слои в эвапоритах
Наноциклы 100 лет	4. 11—12-летние (при колебании от 7 до 16 лет) циклы Швабе — Вольфа, обязанные периодичности усиления и ослабления влияния солнечной деятельности (обычно связываются с солнечными пятнами) 5. «Могучий приливообразующий лунный ритм» в 19 лет 6. Цикл Хэла в 22—23 года 7. Цикл Брюкнера (1890 г.) в 30—35 лет
Микроциклы 10^3 лет	8. «Вековой цикл» в 80—111 лет. 85-летний Ц, зафиксированный в ленточных слоях — в варвах Н. Б. Шостаковичем 9. 165-летний Ц отложений, выделенный В. Б. Шостаковичем при изучении озерных варв. «Двойной период солнечной активности» (180-летний) В. И. Астраханцева (1974 г.) 10. 600-летний Ц. Это все циклы климатические (астрономические)
Олигоциклы 10^4 лет	11. Цикл А. В. Шнитникова в 1850 лет («сверхвековой цикл» увлажнения). Впервые был отмечен У. Петерсоном
Мезоциклы 10^5 лет	12. Флишевые вариабельные многослои — результат циклов, длительностью обычно в 500—5000 лет 13. Прецессионный Ц (предварение равноденствий) — 21 000 лет 14. Колебания наклона эклиптики — около 40 000 лет. В своей таблице «Цикличность геологических процессов» в книге «Общая геотектоника» [13] В. Е. Хаин выделяет циклы длительностью в 25 000—40 000 лет, полагая, что им отвечают циклотемы угленосных и соленосных формаций. Остается неясным, связаны ли эти циклы с астрономическими (13 и 14) или нет 15. Изменения эксцентриситета земной орбиты — 91 800 лет. Этот Ц более или менее совпадает с седиментационным циклом I порядка (продолжительностью в 0,06—0,15 млн. лет), выделенным А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейном в 1963 г. в нижнем карбоне Донбасса; с Ц («ритмом») в 0,13 млн. лет, установленным И. А. Одесским; с «ритмогаммой» (неудачное название!) И. А. Вылцана и т. д. Этот цикл начинает гамму тектонических (тектоно-седиментационных, тектоно-магматических) циклов

Циклы и их продолжительность	Примеры циклов
Макроциклы 10^6 лет	16. «Мезоцикл», или цикл II порядка в Донбассе, длительностью в 0,2—0,4 млн. лет. Отвечает «геологическому веку» В. И. Астраханцева (1974 г.) 17. «Макроцикл», или цикл III порядка в Донбассе (0,5—1 млн. лет). Они коррелируются с «ритмами» VII порядка (0,6—1,2 млн. лет), выделенными Ю. П. Смирновым при изучении меловых отложений Дагестана в 1971 г. (счет «ритмов» ведется «сверху», т. е. от самых длительных)
Суперциклы 10^7 лет	18. Цикл IV порядка в Донбассе (по А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейну, 1963 г.) — 1,2—2 млн. лет. Он практически совпадает с «ритмопачкой» И. А. Вылцана (еще один неудачный термин, наподобие терминов В. И. Попова), с «первым космическим циклом» Н. Ф. Балуховского, а главное, с низким подразделением тектонических циклов В. Е. Хаина, названных им «подфазой» (1,5—2 млн. лет). По его мнению, эти циклы (VI порядка, при счете «сверху») зафиксированы в виде циклотем в молассовых формациях. Как ни заманчиво привязать циклы разного порядка к геохронологической шкале (это пытаются делать многие), но анизохронность единиц одного ранга препятствует этому. Хронозона, по В. В. Меннеру, по своему возрасту колеблется от 0,3 до 6 млн. лет. Следовательно, ей могут отвечать циклы трех рангов нашей таблицы — 16—19. 19. Цикл V порядка в Донбассе (4—6 млн. лет), отвечающий, по-видимому, «фазе» в классификации тектонических циклов В. Е. Хаина (4—7,5 млн. лет) и соответствующий в общем VI циклу («ритмосвите») И. А. Вылцана, а также «натуральному ритму (? Н. В.) VI порядка (2,7—6,0 млн. лет)», выделенному в 1971 г. Ю. П. Смирновым в верхнемеловых отложениях Кавказа (счет циклов ведется сверху!). К циклам такой длительности можно отнести «геологические эпохи» ($3{,}5 \times 10^6$ лет) В. И. Астраханцева (Изв. ВГРО, т. 106, № 5, 1974 г.)
Гиперциклы	20. Цикл VI порядка в нижнем карбоне (8—11 млн. лет; в среднем 9 млн. лет) Донбасса. Близок к стадии тектоно-магматического цикла, или «элементарному циклу», по Л. К. Алексеевой (1976 г.), а также к макроциклу Н. Ф. Балуховского и к одному из «тектоническнх ритмов» И. А. Одесского (8—13 млн. лет); совпадает с наноциклом (8—11 млн. лет) рельефообразования [10]. 21. Цнкл VII порядка в Донбассе длительностью 15—20 млн. лет. Почти совпадает с микроциклом (18—22 млн. лет) рельефообразования З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова [10]. Более или менее коррелируются с «этапом» тектоно-магматического Ц, по Л. К. Алексеевой; с одним из «тектонических» ритмов И. А. Одесского (17—22 млн. лет), а также с натяжкой может быть сопоставлен с «эпохой» в схеме тектонических Ц, по В. Е. Хаину (10—20 млн. лет). Один из «суперпериодов» в 20—25 млн. лет Г. Ф. Лунгерсгаузена (1957 г.)

Циклы и их продолжительность	Примеры циклов
10^8 лет	22. «Субцикл» В. Е. Хаина [13] длительностью в 30—60 млн. лет; в общем коррелируется с «циклом» у З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова (35—45 млн. лет), «микроциклом» 43 млн. лет — «обычный»; 64,5 млн. лет — «удлиненный» у Л. К. Алексеевой (1976), с «циклопериодом» (название совсем неудачное) Н. Ф. Балуховского и с «суперпериодом» в 38—45 млн. лет, выделенным Г. Ф. Лунгерсгаузеном в 1957 г. Этот цикл отвечает «макроколебаниям земной коры» (сменам трансгрессий и регрессий) Н. М. Страхова (25—50 млн. лет)
Мегациклы	23. «Цикл» (без эпитетов и префиксов) В. Е. Хаина [13] длительностью в 150—200 млн. лет; отвечает полупериоду обращения солнечной системы по галактической орбите. Довольно хорошо совпадает с «макроциклом» в схеме Л. К. Алексеевой (120—220 млн. лет), с «мегациклом» у Н. Ф. Балуховского (галактический год) и «мегациклом» по З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстову (160—180 млн. лет), а также с «суперпериодом» в 180—200 млн. лет, установленным Г. Ф. Лунгерсгаузеном 24. «Мегацикл» — самый крупный в перечне циклов в таблице «Цикличность геологических процессов», составленной В. Е. Хаиным [13]. Мегацикл охватывает 500—600 млн. лет и совпадает с гигациклом в классификации циклов рельефообразования З. А. Сваричевской и Ю. П. Селиверстова (510—540 млн. лет). Несколько более длительны мегациклы у Л. К. Алексеевой (860 млн. лет) и «фаланга» у В. П. Казаринова (800 млн. лет) 25. В. П. Казаринов (1964 г.) выделял еще «сверхцикл», длительностью в 3,5 млн. лет. Он отвечает «крупному циклу» В. Е. Хаина, «охватывающему всю тектоническую историю Земли, начиная с позднего докембрия (рифея)»

Можно, однако, стремясь к ликвидации разнобоя, предложить такую шкалу деления литом (и, естественно, тех из них, которые представляют собой цикломы) по мощности и соответствующие им префиксоиды (табл. 6-2).

Таким же образом можно именовать, исходя из их мощности, группы однотипных циклитов или циклотем, образующих закономерные сочетания более высокого ранга (иногда это «циклы циклом»). Напр., можно говорить о нанополициклитах или мезополициклитах.

Классифицировать наиболее простые литоциклы или, точнее, циклиты и циклотемы можно по разным признакам, в частности, по их структуре с точки зрения отсутствия или наличия симметрии в их строении и степени ее выраженности.

Цикломы (циклиты и циклотемы) прежде всего подразделяются на две категории: А — цикломы с элементами симметрии в их строении и В — цикломы без элементов симметрии. В первых выделяются прогрессивная и регрессивная части. П р о г р е с с и в н а я характеризуется сменой более ранних продуктов осадочной дифференциации более поздними (фиксируется часто падением гранулометрического уровня осадков). Это иммерсионный ряд осадков (1—2—3—4);

Таблица 6-2

Наименование сообществ по их мощности

Шкала деления	литом	Префиксоиды		
0,01 м				
Пико	литома циклома	Пикоциклиты		
0,1 м				
Нано	литома циклома	Наноциклиты		
1 м				
Микро	литома циклома	Микроциклиты	Микроциклотемы	
10 м				
Мезо	литома циклома		Мезоциклотемы	
100 м				
Макро	литома циклома		Макроциклотемы	Циклокомплекс
1 км				
Мега	литома циклома			Мегациклокомплекс
10 км				
Гига	литома циклома			Гигациклокомплекс

его можно обозначать символом ↗ или △. Для регрессивной части циклом (4—3—2—1)* примечательна смена более поздних продуктов осадочной дифференциации более ранними (напр., пелитовых осадков алевритовыми, а затем — псаммитовыми). Мы имеем эмерсионный ряд; символ ↘ или ▽.

Цикломы с элементами симметрии, т. е. с оборотом, можно называть **апоцикломами**. Естественно их классифицировать по более или менее выраженной зеркальной симметрии и различать **эвцикломы** (эвциклиты, эвциклотемы), с полным или почти полным оборотом (1—2—3—4—3—2; 1—2—3—2′—1′ и т. п.; символ ↗↘ или ▽/△); **анхицикломы** — с менее отчетливой зеркальной симметрией (напр., 1—2—3—3′—2′) и **схедоцикломы** — с еще более слабой симметрией (1—2—3—2′; 1—2—3—4—3′; 2—3—3′—2′—1); среди последних в природе преобладают схедоцикломы с менее развитой (неполной) регрессивной частью. Символы —↗↘ или ▽/△. Иногда встречаются схедоцикломы с ме-

* В данном случае номера (числа) означают тип осадка. Они возрастают в соответствии с осадочной дифференциацией. Напр., если 1 — псаммит, то 2 — алеврит, 3 — пелит, и т. д.; если 1 — алеврит, то 2 может быть мергелем, а 3 — известняком, и т. д.

нее развитой прогрессивной (трансгрессивной, ингрессивной) частью и более полной и (или) более мощной регрессивной. Символ ↗↘ или ▽△.

Цикломы, особенно циклиты, без сколь-нибудь явных следов зеркальной симметрии в своем строении пользуются весьма широким распространением. Такие асимметричные цикломы (иногда их неправильно называют ритмами, хотя это понятие другой категории) можно именовать семициклами.

Различаются два типа: 1) прогрессивные и 2) регрессивные. В первых из них смена осадков отвечает ряду продуктов осадочной дифференциации в направлении от области сноса к области седиментации (в частности, в направлении усиления мористости), увеличения глубины водоема, ослабления силы, транспортирующей осадочный материал. И т. п. Символ для таких семициклов с иммерсионным рядом осадков ↗ или △.

В регрессивных семицикломах (циклитах), гораздо более редких, мы имеем эмерсионный ряд осадков — более тонкие осадки сменяются кверху более грубыми. Символ ↘ или ▽.

Во всех типах циклом можно различать подтипы по числу слоев (фаз, звеньев, элементов). Например, трехфазные (трехэлементные): 1—2—3; 3′—2′—1′.

Наиболее интересной и полезной, безусловно, будет классификация циклосом по их генезису. В настоящее время нет всеобъемлющей классификации литоциклов по их происхождению. Это объясняется сложностью проблемы и проистекающей из-за этого ее дискуссионности. То, что многие мелкие циклиты типа варв обязаны обычным сезонным колебаниям климата, а соответствующие полициклиты — периодическим изменениям солнечной активности, ни у кого сомнений не вызывает. Но уже для объяснения флишевых циклитов, а тем более угленосных циклотем привлекаются разные факты — и колебательные движения земной коры, и эвстатические изменения уровня океана, и различные космические процессы.

Слово **цикл** лежит в основе ряда производных от него терминов.

Цикличный (циклический) — совершающийся циклами, составляющий цикл, обладающий свойствами цикла, т. е. представляющий закономерный ряд, обычно онтогенетическую (s. lato) последовательность реалий.

Цикличность — свойство циклического, обусловленное существованием цикла (s. lato), а следовательно, и стадийности. Цикличность можно определить как свойство реалий при своем развитии (онтогенезе) образовывать последовательный ряд этапов, стадий, фаз, составляющих определенный цикл. Это основное значение данного термина. Из разумного и справедливого требования строгой однозначности каждого научного термина вытекает, что приведенное значение термина цикличность должно быть и единственным.

В природе циклы очень часто повторяются. Поэтому с ними, и особенно с понятием о цикличности, столь же часто ассоциируется представление о повторяемости. Однако эта черта, сколь она ни примечательна, отнюдь не является атрибутом понятия о цикличности. Это коннотация* в широком смысле слова, т. е. дополнительное значение слова, вполне допустимое в обиходной речи, в литературном языке, но крайне нежелательное в научной терминологии.

* Коннотация (от латинского con — «вместе с» и natatio — «обозначение») — в буквальном смысле «созначение», добавочное, сопутствующее значение.

Цикл может быть единичным, и все же он будет обладать свойствами цикличности. В. А. Зубаков, Д. В. Рундквист, В. В. Соловьев и другие геологи ВСЕГЕИ (1971 г.) называют, например, циклом, точнее архициклом, цикл длительностью в 2700 млн. лет.

По В. Е. Хаину (1964 г.), «вся тектоническая история Земли, начиная с позднего докембрия (рифея), может рассматриваться как крупный цикл». Конечно, от того, что такого рода цикл не повторился, он не перестал быть циклом.

В Польше описан район, в котором имеется лишь одна угленосная циклотема.

Цикличность и повторяемость настолько тесно, органически связаны друг с другом, что их нередко считают синонимами. Научные термины, однако, должны быть **однозначными**. Поэтому цикличность не следует путать с повторяемостью. Именно из-за этого проистекали многие терминологические беды.

Язык науки должен быть весьма четким. Поэтому только строгое избавление от ассоциативных коннотаций, понимание цикличности (цикличности s. str.) имеет право считаться, с понятийно-терминологической точки зрения, правильным. Оно частично перекрывается понятием о стадийности; с повторяемостью же (в частности, с ритмичностью) оно, если так можно сказать, только перекликается.

Справедливость требования именно такой однозначности понятия о цикличности можно обосновать и с лингвистических позиций. Для этого надо обратиться к «мотивирующему слову», т. е. к тому слову, от которого образовано интересующее нас производное слово. Для цикличности таким мотивирующим словом будет цикл, т. е. слово, ни «ближайшее», ни «дальнейшее» значение (по терминологии А. А. Потебни) которого нельзя связывать (считать его атрибутом) с представлением о повторяемости.

Понятия о циклах и цикличности геологи и географы долгое время путали с понятиями о ритмах и ритмичности. Эта путаница не изжита до сих пор, и поэтому этим последним терминам приходится уделить особое внимание.

Ритм — в широком значении термина — мерность чередования каких-либо реалий и (или) их элементов. В несколько более узком, но наиболее распространенном понимании — соразмерность повторения. В третьем издании БСЭ среди различных определений ритма обращает на себя внимание то, в котором он понимается «как закономерное чередование или повторение и основанная на нем соразмерность; идеал Р. — точно повторяющиеся колебания маятника или удары метронома» (БСЭ, т. 22, 1975 г., с. 133).

Атрибутом всех терминов, производимых от слова ритм, является повторяемость и большая или меньшая равномерность. Не зря существенная неравномерность (в разных науках и в разных случаях вообще эти неравномерности расцениваются по-разному) именуется **аритмией**.

Не следует забывать, что понятие ритма является общелитературным, общечеловеческим: ритм в музыке, поэзии, танцах; ритм сердечной деятельности и т. д. и т. п.

Для ритмично-слоистых седиментитов в 1946 г. М. Брамлеттом (M. N. Bramlette) был предложен термин rhythmite (ритмит), который был взят на вооружение рядом геологов. Л. Н. Ботвинкина, не приняв во внимание тот факт, что термин ритмит уже преоккупирован, назвала так и породы с мелкой ритмичностью.

Ритмичность — свойство ритмичного, т. е. более или менее равномерная повторяемость каких-либо элементов. Близость понятий **ритмичность** и **периодичность** отмечается многими.

Ритмичность не следует путать с цикличностью. Следует отметить, что ритмичностью могут обладать полициклические толщи. Это последнее понятие нуждается в уточнении.

Полицикличность (в смысле явления) — наличие нескольких, обычно многих (для немногих больше подходит термин — олигоцикличность) циклов, следующих друг за другом. С литологической точки зрения, в результате полицикличности процессов, управляющих седиментогенезом, возникают полициклиты, полициклотемы и т. д.

Для отложений с разными циклами лучше подойдет термин **гетероцикличность.**

Что касается соотношения понятий о ритмах и циклах, цикличности и ритмичности, то литологи должны придерживаться тех указаний, которые были опубликованы в Новосибирске в 1975 г., а также рекомендованных специальным совещанием, состоявшимся в 1979 г. также в Новосибирске [7]. Они помогут изжить допускавшиеся ранее и все еще бытующие понятийно-терминологические ошибки в отношении циклов и ритмов. Ошибки эти можно классифицировать следующим образом.

1. Очень распространено заблуждение, суть которого заключается в отождествлении (полном или частичном) понятий о цикличности и ритмичности. Считают понятия о цикле и ритме относящимися не просто к одной и той же категории явлений, а к одному и тому же виду. Для таких авторов цикл и ритм — это всего лишь разновидности сочетаний слоёв, отложений. При этом одни убеждены, что:

а) ритмами следует называть небольшие циклы (С. Бубнов; одно время В. Е. Хаин и др.);

б) ритмы обязаны своим возникновением климату, его колебаниям; циклы же имеют тектоническую природу (С. Бубнов и др.);

в) ритмы, в отличие от циклов, характеризуются асимметрией (Д. В. Рундквист);

г) циклы отвечают «неопределенному промежутку времени», а ритмы равному или почти равному (Ю. А. Жемчужников). В какой-то мере это толкование перекликается с тем, которое принадлежит С. В. Калеснику (1970 г.): «Ритмы одинаковой продолжительности называются **периодами**, переменной — **циклами»;**

д) вообще оба термина представляют собой синонимы (В. И. Попов, Г. А. Иванов, А. В. Македонов, П. Дафф, А. Халлам, Х. Уолтон и др.).

2. Считают, что циклы — это движение (s. lato) по кругу, и оно всегда приводит к исходной ситуации, чего в природе не может быть. Поэтому надо воздерживаться от применения этого термина вообще или без оговорок (А. Д. Архангельский, Н. С. Боганик и др.), а употреблять слово «ритм» (К. Р. Чепиков, В. И. Никишин и др.).

3. Понимают цикл не как широкое, хотя бы как родовое понятие, охватывающее циклы разного ранга, а как понятие видовое, относящееся к явлению (к реалии) одного определенного ранга. Этим грешат многие, особенно из числа лиц, недооценивающих значение «терминов свободного пользования». Можно привести следующие примеры. У И. А. Вылцана цикл («цикл

«нормальный») относится к ритмам III порядка и отвечает «надпакету». У В. А. Зубакова, Д. В. Рундквиста, В. В. Соловьева и др. на вооружении такая иерархия (считая сверху): архициклы, мегациклы, мезоциклы, циклы (байкальский, каледонский и т. д.), этапы, стадии... Эти авторы заодно с циклами изъяли из числа терминов свободного пользования также этапы и стадии.

4. Используют термин цикл не для наименования собственно цикла как системы, как совокупности стадий, фаз и т. д., а просто для

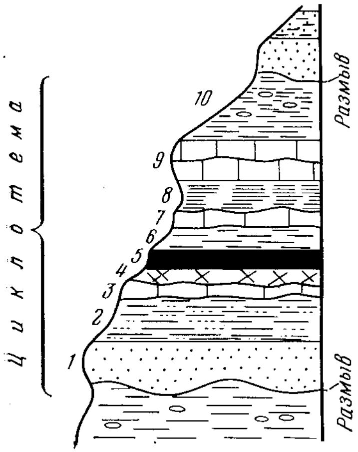


Рис. 6-3. Типичная циклотема в пенсильванских породах Иллинойса (Данбар, Роджерс, 1962 г., фиг. 52).

1 — песчаники; *2* — песчанистые глинистые сланцы; *3* — известняки; *4* — глины, подстилающие угольный пласт; *5* — уголь; *6* — серые глинистые сланцы; *7* — известняки; *8* — черные плитчатые глинистые сланцы; *9* — известняки; *10* — серые алевролитовые глинистые сланцы, железистые конкреции

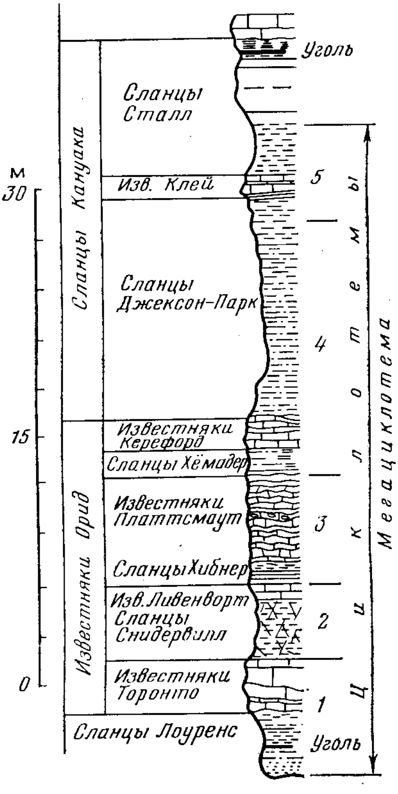


Рис. 6-4. Мегациклотема из пенсильванских пород Канзаса (Moore, 1936 г., фиг. 3)

обозначения или определенного интервала времени или комплекса отложений. Среди лиц, допустивших такую ошибку, можно назвать В. В. Вебера, за которым последовали Н. А. Еременко и С. П. Максимов.

Поскольку речь идет об ошибках, связанных с циклами и ритмами, то можно заодно отметить случаи неудачных неологизмов, вернее «словечек» и целых фраз. Так, например, в 1947 г. М. Л. Миропольский писал о троекратном «циклировании» отложений, а в 1971 г. двумя другими авторами была опубликована фраза — «Породы отчетливо ритмуются по элементарным ритмам и подмезоритмам».

В советской и зарубежной литературе очень много описаний конкретных примеров цикличности и полицикличности. Классическими типами их считаются

варвы, флишевые многослои и угленосные циклы. Они же и наиболее хорошо изучены.

Варвы относятся к типичным двуслойным пикоциклитам с сезонной слоистостью, отложившимся в приледниковых озерах. Летом в них отлагался относительно более мощный слой, чем зимой. Шведский ученый Де-Геер вместе со своими учениками с помощью графической коннексии (сопоставление ритмо-

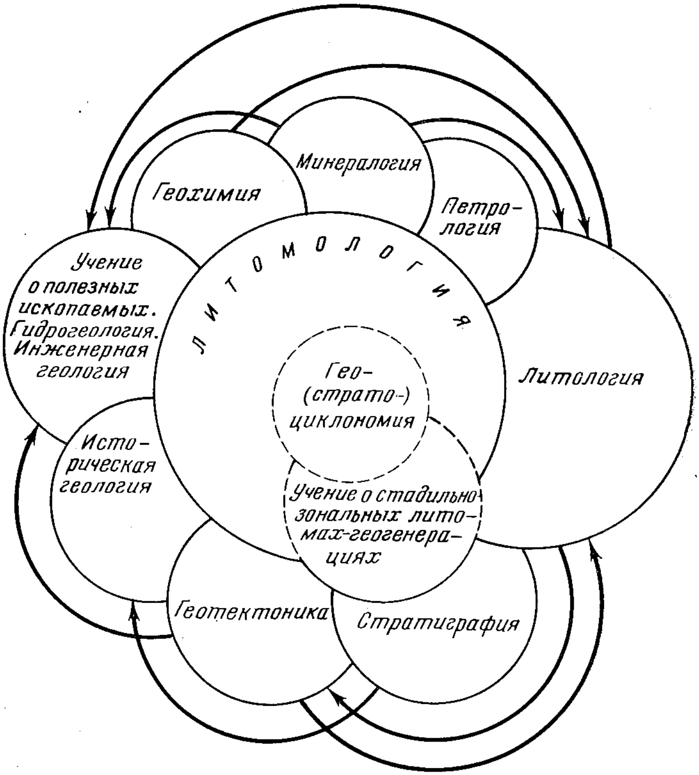


Рис. 6-5. Литомология или учение о сообществах горных пород в ряду других взаимодействующих наук геологического цикла

грамм) добился сначала послойной корреляции варвитов, отложившихся за 13 500 лет, а затем, при содействии своих учеников, трансокеанической коннексии этих варвитов с варвитами Канады.

Флишевые многослои, первоначально именовавшиеся неправильно ритмами, относятся к категории наноциклитов (лишь редкие из них попадают в группу микроциклитов). Они хорошо изучены и описаны во многих работах (Вассоевич, 1948 г., 1951 г.; Bouma, 1962 г.; Ksiazkiewicz, 1954 г.; Логвиненко, Карпова и др., 1961 г.; Хворова и др.).

Не менее хорошо изучены **угленосные циклотемы** (как микро-, так и мезоциклотемы).

На рис. 6-3 приведен пример классической циклотемы, а на рис. 6-4 — мегациклотемы.

Изучение седиментационной цикличности и повторяемости циклов имеет очень большое научное значение, позволяя выявить важные закономерности осадкообразования, пролить свет на условия седиментации, на факторы, обусловливающие цикличность явлений, и т. д. Не менее велика и практическая польза результатов такого изучения, особенно для научно обоснованного расчленения разреза отложения на естественные стратоны и последующей их корреляции.

Системный подход, огромное значение которого теперь общепризнано, требует, чтобы любое изучение седиментитов начиналось с выделения осадочно-породных слоевых единиц, обязательно рассматриваемых как элементы циклом сначала самого низшего порядка, а затем все более высокого (полициклом). Это касается минералогического, геохимического, особенно органогеохимического, и других видов исследования, в том числе и инженерно-геологического.

Постепенно формируется новая геологическая дисциплина — **литомология** (рис. 6-5), важнейшим разделом которой является с т р а т о ц и к л о н о м и я — учение о седиментационной цикличности. С его развитием можно связывать большие перспективы научного, методического и практического характера.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бергер М. Г., Вассоевич Н. Б.* Геологическая терминология (материалы к методическим указаниям). М., Изд. МГУ, 1974. 36 с.

2. *Вассоевич Н. Б.* Флиш и методика его изучения. Л., Гостоптехиздат, 1948. 216 с.

3. *Вассоевич Н. Б.* О периодичности, ритмичности, цикличности, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и о соответствующей терминклатуре. Конференция «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых». Препринт I. — Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, 1975, с. 7—20.

4. *Вассоевич Н. Б.* Уточнение понятий и терминов, связанных с осадочными циклами, стадийностью литогенеза и нефтегазообразования — В кн.: Основные теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., 1977, с. 34—58.

5. *Вассоевич Н. Б.* Об основных понятиях и терминах стратоциклономии. — В кн.: Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск, 1978, с. 5—34.

6. *Вассоевич Н. Б., Гладкова Е. Г.* О необходимости упорядочения терминклатуры, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., 1973, с. 9—31.

7. *Вассоевич Н. Б., Карогодин Ю. Н.* Понятия и термины седиментационной цикличности. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 11, с. 152—154.

8. *Карогодин Ю. Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность. М., Недра, 1974. 177 с.

9. *Периодические* процессы в геологии. Под ред. Н. В. Логвиненко. Л., Недра, 1976. 264 с.

10. *Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П.* Закономерности формироваиия поверхностей выравнивания и кор выветривания в общей цикличности развития земной поверхности. Тезисы докл.: Ритмика природных явлений. Л., Географическое общество СССР, 1976.

11. *Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф., Оеухов Ф. С.* Терминология общей геоморфологии. Материалы по геоморфологической терминологии. М., Наука, 1977.

Глава 7

СТАДИИ ЛИТОГЕНЕЗА

Введение. Литогенез, согласно современным представлениям большинства литологов, представляет собой совокупность процессов образования осадков (седиментогенез), превращения осадков в осадочные горные породы (диагенез) и последующего изменения осадочных пород до превращения их в метаморфические породы (катагенез), а также процессов гипергенеза, которые, в зависимости от истории геологического развития каждого конкретного региона, а также в силу особого положения этих процессов в цикле литогенеза, могут выступать в качестве как предыстории осадкообразования, так и завершающих процессов осадочного цикла.

Соответственно, каждая осадочная горная порода в процессе ее формирования и существования проходит ряд последовательных стадий, объединяемых общим понятием «стадии литогенеза». Стадии литогенеза иногда именуют также фазами (Фербридж, 1971 г. и др.).

Вопросы истории выделения стадий литогенеза освещены в ряде работ Н. Б. Вассоевича [1 и др.], в частности, в сделанных им редакторских добавлениях к книге «Диагенез и катагенез осадочных образований» (1971 г.).

Процессы, протекающие на различных стадиях литогенеза, ведут к образованию, а затем и существенному преобразованию осадочных толщ, определяя их химический и минеральный состав, структуру, коллекторские свойства и многие другие особенности, с которыми связано формирование и размещение в осадочных толщах месторождений нефти, газа, каменного угля и других полезных ископаемых. Именно с определенными стадиями и зонами литогенеза связаны, в частности, главная стадия (фаза) и зона нефтеобразования.

В рамках каждой стадии литогенеза выделяется ряд более дробных единиц — подстадий или этапов. Последние, в свою очередь, делятся на градации. Наиболее детальная шкала градаций разработана для стадии катагенеза (Н. Б. Вассоевич и др., 1972 г.).

Шкала стадиальных изменений осадочных образований в наибольшей мере разработана для глин и органического вещества. Это объясняется их исключительно широкой распространенностью в стратисфере, а в еще большей мере тем, что они весьма чутко реагируют на изменения условий литогенеза. Глинистые осадки и породы могут служить хорошим индикатором давления. Наиболее чутким индикатором температуры являются ископаемые угли и вообще углистое органическое вещество (кероген). Именно поэтому, в частиости, принятая в настоящее время наиболее обоснованная и наиболее детальная шкала катагенеза базируется главным образом именно иа свойствах органического вещества, прежде всего на отражательной способности и показателе преломления витринита. В качестве других показателей стадии литогенеза, на которой находятся те или иные отложения, используются данные о структуре осадочных образований, их химическом и минеральном составе (включая данные о внутрислойном растворении химически неустойчивых терригенных минералов и возникновении специфических аутигенных минеральных парагенезов), о типоморфизме отдельных минералов и их групп (включая данные о структурной и кристаллохимической трансформации глинистых минералов), о плотности, пористости и других особенностях осадочных образований.

Общая схема стадий литогенеза приведена на рис. 7-1, а с учетом выделяемых в настоящее время градаций катагенеза — в табл. 7-1.

Положение различных зон литогенеза в разрезе верхней части земной коры схематически показано на рис. 7-2.

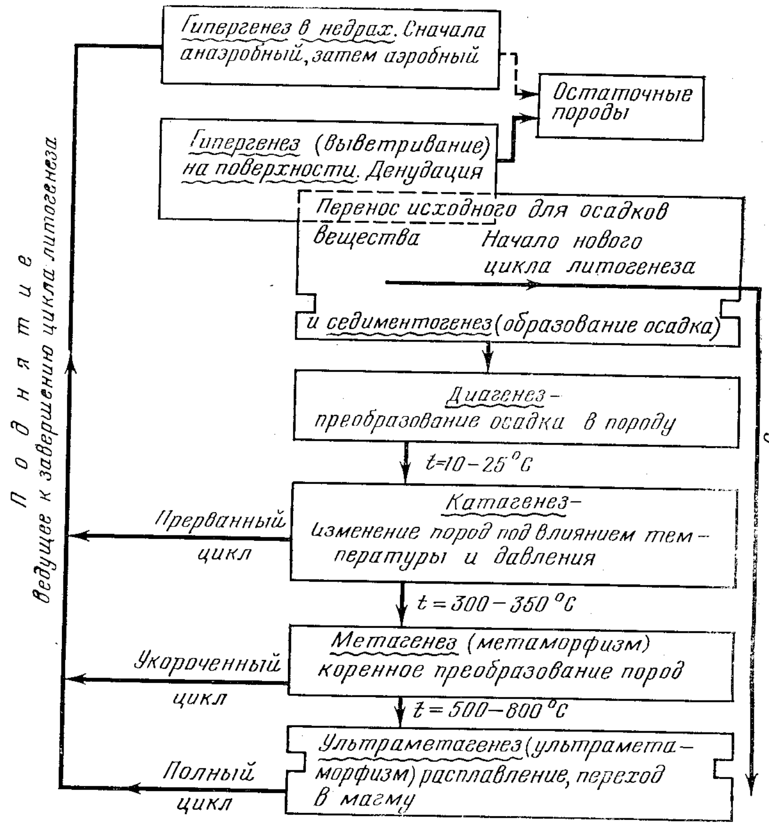


Рис. 7-1. Общая схема стадий литогенеза, по Н. Б. Вассоевичу

Необходимо отметить существование недопустимого терминологического разнобоя при обозначении одних и тех же (по *P-T* условиям) стадий изменения осадочных образований различного состава — терригенных отложений, углей и др. В частности, катагенетические изменения углей часто именуют «метаморфизмом». В этой связи необходимо подчеркнуть недопустимость употребления термина «метаморфизм» для обозначения постдиагенетических изменений органического вещества, обусловленных повышением температуры до 300—350 °С и давления до 2500—3000 кг/см^2, т. е. до максимальных значений температуры и давления, характерных еще для зоны катагенеза, лишь ниже сменяемой зоной метаморфизма (метагенеза) в его классическом, ляйелевском понимании, принятом в геологическом цикле наук. При наступлении собственно метаморфизма органическое вещество уже графитизировано. На предшествующих же собствен-

но метаморфизму этапах постдиагенетического изменения углей, как и любых других осадочных образований, мы имеем дело, естественно, не с метаморфизмом, а с катагенезом.

Расхождения в терминклатуре стадиального анализа, применяемой советскими и зарубежными геологами, могут быть иллюстрированы, в частности, следующим примером.

В американской геологической литературе метаморфизмом часто именуют любые изменения горных пород (исключая, — да и то не всегда — лишь явления

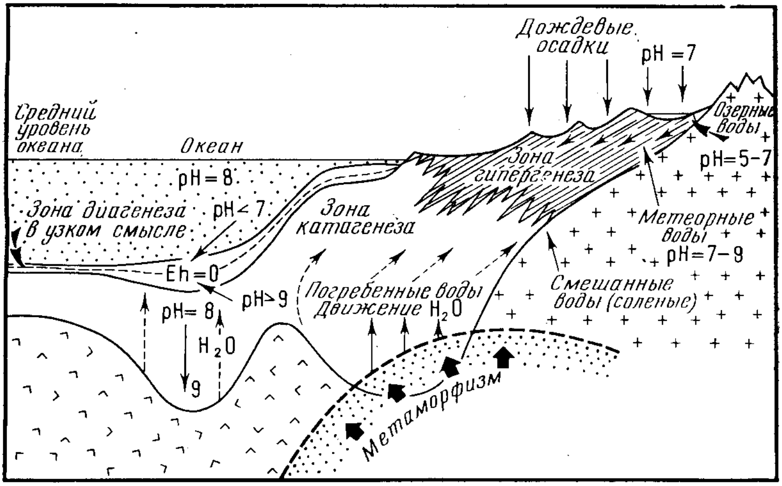


Рис. 7-2. Схема расположения различных зон литогенеза в разрезе верхней части земной коры, по Р. У. Фербриджу

гипергенеза), а все изменения осадков и осадочных горных пород, предшествующие появлению собственно метаморфических пород [т. е. собственно метаморфизму (метагенезу) в понимании большинства советских геологов], обычно именуют диагенезом. Таким образом, нередко оказывается (Леворсен, 1970 г. и др.), что одно и то же явление именуют диагенезом и метаморфизмом, тогда как в понимании большинства советских геологов речь идет совсем не о диагенезе и не о метаморфизме (метагенезе), а о катагенезе.

Исходя из особенностей изучаемых стадиальным анализом процессов литогенеза и их продуктов, можно отметить, что в области стадиального анализа целесообразно иметь две основные системы терминов:

1) систему строго фиксированных терминов для обозначения определенных стадий и этапов литогенеза (т. е. систему собственно «стадиальных» терминов);

2) систему «внестадиальных» терминов для обозначения времениых соотношений между проявлениями различных процессов литогенеза независимо от их принадлежности к той или иной конкретной стадии (или к тому или иному этапу) литогенеза, т. е. для выражения отношений предшествования, одновременности (синхронности) и последования этих проявлений по отношению друг к другу.

Данным целям полностью удовлетворяют системы терминов, употребляемые

Таблица 7-1

Стадии, подстадии (этапы) и градации литогенеза, по [1] (с учетом данных Н. В. Лопатина, А. Э. Конторовича, С. Г. Неручева, В. И. Ручнова, В. В. Чернышева и др.)

Стадия седиментогенеза	Подстадия аэробного диагенеза	
Стадия диагенеза	Подстадия анаэробного диагенеза	
Глубина 10—200 м. Температура 10—25 °С		
Стадия катагенеза	Подстадия протокатагенеза — ПК. Соответствует буроугольному этапу углефикации. Глубина 1—3 км. Температура 50—75 °С	Градация: ПК₁ (0,5); ПК₂ (1); ПК₃ (1,5)
	Подстадия мезокатагенеза — МК. Соответствует степени углефикации по шкале для Донбасса от «Д» до «ОС» включительно. Глубина 2,7—8 км. Температура — 210—280 °С	Градация: МК₁ (1); МК₂ (1,5); МК₃ (0,9); МК₄ (0,9); МК₅ (0,5)
	Подстадия апокатагенеза — АК. Отвечает стадии «метаморфизма» каменных углей от «Т» до «А» включительно. Глубина 5—15 км. Температура — 300—350 °С	Градация: АК₁ (2,5); АК₂ (3,5); АК₃ (8); АК₄ (11)
Стадия метагенеза (регионального метаморфизма). Графитизация		

Примечание. Цифры в скобках (справа) указывают на соотношение мощностей (частей) подзон катагенеза в осадочных бассейнах при допущении постоянства величины геотермического градиента.

Н. Б. Вассоевичем, Н. М. Страховым и Н. В. Логвиненко, получившие признание и широкое распространение в отечественной, а отчасти и в зарубежной литературе.

Согласно позиции этих авторов, первая система терминов включает в качестве основных такие «стадиальные» термины (обозначающие различные стадии литогенеза), как седиментогенез, диагенез, катагенез, а также гипергенез и метагенез, вторая же содержит «внестадиальные» термины прогенез, сингенез и эпигенез. Одновременное употребление одного и того же по форме термина (например, термина эпигенез) в различных значениях недопустимо, и при отмеченном подходе, естественно, исключается.

Ниже приводится последовательная краткая характеристика выделяемых в настоящее время стадий литогенеза.

Гипергенез. Стадия гипергенеза* в связи с ее особым положением в общем цикле литогенеза может рассматриваться двояко. С одной стороны, гипергенез предшествует седиментогенезу и всем последующим стадиям нормального течения процесса формирования осадочных пород (эту направленность литогенеза, связанную с центростремительным по отношению к Земле движением пород и последовательным нарастанием величин температуры и давления, можно назвать прогрессивной), но с другой стороны, гипергенез во многих случаях сменяет прогрессивный ход событий (при центробежном по отношению к Земле движе-

* В работах зарубежных авторов данная стадия описывается под названиями супергенез, эпидиагенез и др. (Фербридж, 1971 г. и др.).

нии пород) и дает начало регрессивному литогенезу, завершающемуся разрушением пород.

На стадии гипергенеза происходит: 1) изменение ранее образовавшихся горных пород, 2) образование особых типов пород (остаточных), минуя стадию седиментогенеза, и 3) формирование исходного материала для осадков, превращающихся затем в осадочные горные породы.

При прогрессивном течение процессов литогенеза гипергенез является начальной стадией литогенетического цикла, предысторией седиментогенеза. При этом в рамках гипергенеза, согласно Н. М. Страхову и Н. В. Логвиненко (1959 г.), могут быть выделены: 1 — этап преобладания процессов механического разрушения пород; 2 — этап усиления процессов химического разложения, которые протекают преимущественно в щелочных условиях и приводят к образованию гидрослюд и гидрохлоритов; 3 — этап господства химического разложения, протекающего преимущественно в нейтральных и кислых условиях с образованием минералов группы каолинита, группы монтмориллонита и др.; 4 — этап завершения процессов химического разложения, гидролиза силикатов с образованием охр, бурых железняков и латеритов.

Если подходить к гипергенезу как к завершающей стадии литогенетического цикла (при регрессивном литогенезе), то следует различать в ней три этапа. Первые два этапа протекают в земной коре, третий — на ее поверхности. Гипергенез начинается обычно с глубинного «выветривания», связанного с воздействием на породы поверхностных агентов, проникающих в недра главным образом благодаря подземным водам. Этот этап получил название скрытого гипергенеза, или криптогипергенеза. Он протекает в основном в анаэробных условиях и сочетается с регрессивным катагенезом.

По мере приближения пород к поверхности земной коры они начинают подвергаться все бо́льшему воздействию гипергенных факторов: наступает второй этап — явного гипергенеза (собственно гипергенеза), или идиогипергенеза, для которого характерно господство аэробных условий. Третий этап — выветривание на поверхности Земли.

Седиментогенез. Согласно Н. М. Страхову, седиментогенез представляет собой «совокупность явлений, протекающих на поверхности Земли и приводящих к возникновению новых осадочных образований за счет переработки ранее существовавших твердых минеральных масс литосферы».

В качестве обязательных этапов стадия седиментогенеза включает смыв и транспортировку материала (этап «мотогенеза», по Л. В. Пустовалову) и осаждение (седиментацию) материала.

В соответствии с условиями осадкообразования Н. М. Страхов выделяет ледовый, гумидный, аридный, вулканогенно-осадочный и океанский типы седиментогенеза и, соответственно, всего осадочного процесса, поскольку условия осадкообразования накладывают существеннейший отпечаток на весь ход и результаты литогенеза.

На стадии седиментогенеза закладываются многие такие особенности осадочных толщ, которые в последующем определяют коллекторские и экранирующие свойства пород и т. д. В частности, как отмечает Н. Б. Вассоевич [1], первый этап развития процесса нефтегазообразования начинается со стадии седиментогенеза (s. lato) и имеет решающее значение для формирования осадков с хорошим нефтематеринским потенциалом, который определяется количеством и качеством выпадающего в осадках углеводородистого органического вещества.

Формы переноса веществ на стадии седиментогенеза различны. Для рек данные о формах переноса веществ систематизированы Н. М. Страховым (1957 г., 1960 г.).

В соответствии с различием форм переноса осадочного вещества находятся и различия в механизме его осаждения (седиментации), который, по Р. С. Безбородову (1968 г.), делится на следующие основные типы: 1) кластогенный, 2) коллоидогенный, 3) ионогенный (а — эвапоритовый, б — ионобиогенный). На этом принципе основана и предложенная Р. С. Безбородовым генетическая классификация осадков и осадочных горных пород.

К стадии седиментогенеза в широком понимании П. П. Тимофеев и др. [3] относят и процессы оторфования, накопленного в осадках отмершего растительного материала, состоящие прежде всего в его микробиологическом разложении (гумификации) и дезинтеграции.

Последующие, постседиментационные процессы литогенеза протекают достаточно специфично и приводят к существенно различным результатам в различных условиях, прежде всего в зависимости от исходного состава отложений, фациальных условий их накопления, значений Eh и pH среды, температуры, давления, состава поровых растворов, скорости и длительности протекания процессов и ряда других факторов.

Диагенез. Диагенез, в близком соответствии с первоначальным определением этого понятия, данным А. Е. Ферсманом, представляет собой стадию превращения осадка в осадочную горную породу. Именно таков смысл, вкладываемый в это понятие советскими геологами. За рубежом диагенез обычно трактуют значительно шире, распространяя его нижнюю границу до начала метаморфизма. При этом вторичные преобразования, происходящие в уже сформированной осадочной породе и соответствующие катагенезу в понимании советских геологов, относятся обычно к так называемому «позднему диагенезу».

По Н. М. Страхову, наиболее глубоко разработавшему теорию диагенеза, вступающий в стадию диагенеза осадок представляет собой сильно обводненную неравновесную физико-химическую систему, нередко со значительным количеством живого (бактерии) и мертвого органического вещества. В дальнейшем на стадии диагенеза происходят процессы, ведущие к физико-химическому «уравновешиванию» осадка.

Основными результатами диагенетических процессов являются: 1) аутигенное образование новых минералов (и отчасти растворение химически неустойчивых минералов), 2) перераспределение и перекристаллизация вещества осадков, 3) локальная и обычно слабая литификация осадков.

В частности, при процессах аутигенного минералообразования на стадии диагенеза могут образовываться многие карбонаты, сульфиды, глинистые минералы, цеолиты и др. Особенно характерны для стадии диагенеза аутигенные сульфиды и карбонаты, содержащие двухвалентные железо и марганец.

Определяющее влияние на ход диагенетического аутигенеза минералов оказывают прежде всего величины Eh и pH среды, связанные главным образом с содержанием (количеством и качеством) органического вещества в осадке.

Н. М. Страхов в рамках диагенеза выделяет ранний диагенез, характеризующийся генерацией диагенетических минералов, и поздний диагенез, характеризующийся перераспределением вещества и формированием карбонатных, кремнистых, сульфидных и других стяжений, а также локальной литификацией осадков. При этом в рамках раннего диагенеза Н. М. Страхов выделяет

2 этапа: 1) окислительный, характеризующийся формированием глауконита, фосфатов, цеолитов и др., и 2) восстановительный, характеризующийся формированием прежде всего лептохлоритов, карбонатов, сульфидов.

Существенная роль на обоих этапах раннего диагенеза принадлежит бактериальной деятельности, которая в дальнейшем прекращается.

На последующих (III, IV) этапах диагенеза, наряду с перераспределением вещества и отчасти продолжающимся появлением минеральных новообразований (что приводит главным образом к возникновению цемента и конкреционных стяжений), происходит прогрессирующее уплотнение осадка, сопровождающееся (на IV этапе) частичной дегидратацией содержащих воду минералов и процессами перекристаллизации минералов.

Общая мощность зоны диагенеза составляет обычно несколько десятков метров, реже несколько более. Максимальная глубина протекания процессов диагенеза, по Н. М. Страхову, составляет около 300 м. Однако по результатам глубокого бурения в океанах мощность зоны диагенеза может, по-видимому, превышать эту величину, достигая 500—1000 м (Н. В. Логвиненко, 1980 г.).

Катагенез. Катагенез представляет собой длительную стадию вторичных изменений осадочной породы, следующую при прогрессивном развитии процессов литогенеза за стадией диагенеза и предшествующую превращению осадочной породы в породу метаморфическую.

Граница между различными стадиями постседиментационного преобразования осадочного вещества является пока несколько проблематичной. Это относится, в частности, к границе между осадочными и метаморфическими породами, т. е. нижней границе катагенеза. Данный вопрос отражен в публикациях В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова, Н. В. Логвиненко, В. Н. Иванова, Д. Кумбса, В. Файфа и др.

Основными факторами катагенеза являются температура, давление, состав поровых вод, а также геологическое время. Строгой корреляции между этапами катагенеза и глубиной в общем случае не существует. Подобная корреляция может выдерживаться лишь в пределах относительно обособленных (автономных) осадочно-породных бассейнов для ограниченных отрезков их геологической истории. При этом глубина расположения одноименных границ между подзонами катагенеза в общем случае уменьшается в областях максимумов геотемпературного поля, а также с увеличением продолжительности проявления процессов катагенеза (прогрессивного катагенеза*). В этом отношении интересны, в частности, данные А. В. Копелиовича, А. Г. Коссовской, В. Д. Шутова и др. (1971 г.) о значительном смещении границы между выделяемыми этими авторами зонами начального и глубинного катагенеза в отложениях различного возраста. Так, в неогеновых отложениях Апшеронского полуострова эта граница проходит ниже 5 км, в мезозойских отложениях Восточной Сибири — примерно на глубине 2,5 км, в палеозойских отложениях Русской платформы — на глубине около 1,3—1,7 км, а в рифейских отложениях Русской платформы — на глубине менее 1 км.

В течение длительного времени была принята, по сути, «углемарочная» шкала катагенеза. В последнее время, однако, показана недостаточная удовлетворительность такого подхода и предложено отказаться от «углемарочной» шкалы катагенеза [2 и др.].

---

* В условиях поднятия территории, сопровождающихся снижением температуры и давления, происходят катагенетические изменения, имеиуемые регрессивным катагенезом.

Шкалы катагенеза (Н.Б. Вассоевич, М.К. Калинко, А.А. Карцев, А.Э. Конторович,

Предложенная шкала					
Ориентировочные глубины, км: от	до	Стадии и подстадии литогенеза	Градации	Переломы в ходе углефикации	C, % На
		Диагенез	ДГ		
		Протокатагенез ПК	$ПК_1$		60
			$ПК_2$	Начало заметной гелификации; Образование витринита	67
			$ПК_3$		71
1	3			Исчезновение гуминовых кислот в углях	75
		Мезокатагенез МК	$МК_1$	I перелом	
			$МК_2$		77
			$МК_3$		81
2	6				
			$МК_4$	Исчезновение флюоресценции споринита; II главный перелом	86
			$МК_5$	Совпадение R витринита и R экзинита	89
		Апокатагенез АК	$АК_1$	Потеря восприимчивости к $KMnO_4$; III перелом	90
			$АК_2$	Ярко выраженная анизотропия R витринита	91
3	9				
				IV перелом	93,5
			$АК_3$		
4	12			V перелом	96,5
			$АК_4$		
5	15			ГРАФИТ	100

МЕТАГЕНЕЗ
(региональный метаморфизм)

Таблица 7-2

Н.В. Лопатин, Ю.Р. Мазор, С.Г. Неручев, В.И. Ручнов, В.В. Чернышев и др.)

Витринит: $V^{г}$, %	Витринит: $R^{о}_{м}$, %	Существующие шкалы: R.P. Suggate 1959 г.	N.H. Bostick и H.H. Damberger 1971 г.	A. Hood, C. Gutjahr, R. Heacock "Lom" 1975 г.
			0	
63	0,25	0		0
56	0,3			
		6	3,5	
50	0,4			6
		9	5,2	
44	0,5	10		7
				8
			7	
		12		
40	0,65		9	
				9
37	0,85	13		10
		14	12	
				11
31	1,55			
		15	13,7	12
21	1,55			
				13
14	2,0	16,5	15,2	
8	2,5	19,5	16,5	16
				17
				18
4,0	3,5			
				19
		25	20	20
1,5				
0	11,0			

Применимость различных параметров углефикации

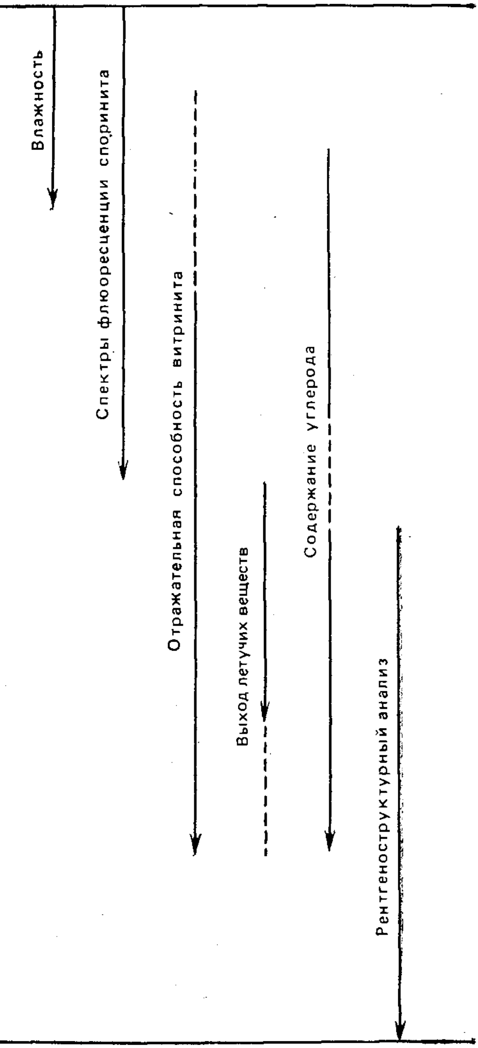


Таблица 7-3

Соотношение градаций литогенеза с наиболее распространенными шкалами углефикации (сопоставление условное)

Градации	Шкалы углефикации: СССР (Донбасс)		ФРГ		R°, %	$V^{г}$, %	США		$V^{г}$, %	Англия (по Seyler)
ДГ	Торф		Torf		0,23	63	Peat			Ortho Lignitous
$ПК_1$	Мягкий — $Б_1$	Бурые угли	Weich —	Braunkohle			Lignite			
$ПК_2$	Матовый — $Б_2$		Matt —		0,3	56				
$ПК_3$	Блестящий — $Б_3$		Glanz —			49	Sub. Bit. C; B	A		
$МК_1$	Длиннопламенный — Д		Flamm —	Steinkohle	0,53	42	C	High Volatile Bituminous	42	Meta Lignitous
$МК_2$	Газовый — Г		Gas — flamm —		0,65	40	B; A		38	
$МК_3$	Жирный — Ж		Gas —		0,92	35				Para Bituminous
$МК_4$	Коксовый — К		Fett —		1,17	28	Medium Volatile Bituminous		32; 28	Ortho Bitum.; Meta Bitum.
$МК_5$	Отощенно-спекающийся — ОС		Ess —		1,63	19	Low Volatile Bituminous		24; 18	Semi Bitum.
$АК_1$	Тощий — Т		Mager —		1,95; 2,32	14; 10	Semi — Anthracite		9	Carbonaceus
$АК_2$	Полуантрацит — ПА		Anthrazit		3,5	4	Anthracite			Anthracite
$АК_3$	Антрацит — А		Meta — Anthrazit		↑ R°, % ↓	↑ $V^{г}$, % ↓			↑ $V^{г}$ % ↓	
$АК_4$			Semi — Graphite							

Новая шкала катагенетических градаций (табл. 7-2), предложенная Н. Б. Вассоевичем и др. [2], основана прежде всего на учете изменений элементного состава и оптических свойств преобладающего мацерала — витринита. Эта шкала во многом базируется на шкале углефикации (табл. 7-3), разработанной для Донбасса и уточненной многими геологами и углепетрографами (Л. И. Сарбеевой, М. Л. Левенштейном, И. И. Аммосовым и др.).

Указанная шкала (см. табл. 7-2) предусматривает выделение в рамках стадии катагенеза трех подстадий, или этапов — протокатагенеза, мезокатагенеза и апокатагенеза и 12 градаций — трех в составе первой, пяти в составе второй и четырех в составе третьей из указанных подстадий.

При изучении катагенетических преобразований обломочных (прежде всего песчаных) пород, наряду с другими показателями (состав цемента и др.) и методами их изучения, существенное значение имеет методика количественной оценки преобразований по результатам подсчетов специфических форм контактов (конформных, инкорпорационных, микростилолитовых и др.) между обломочными зернами.

Наиболее изученными в настоящее время являются катагенетические изменения осадочных толщ терригенного типа. В разрезе таких толщ ряда областей по результатам изучения минерального состава и структурных особенностей пород выделяются зоны начального, или раннего, и глубинного, или позднего, катагенеза.

В частности, по результатам изучения минерального состава и структурных особенностей пород в разрезе терригенных отложений Верхоянской геосинклинали А. Г. Коссовской и В. Д. Шутовым [3] выделены следующие зоны постдиагенетического изменения осадочного вещества:

1) зона неизмененного глинистого цемента;

2) зона измененного глинистого и кварц-регенерационного цемента;

3) зона кварцитовидных структур и диоктаэдрически-гидрослюдисто-хлоритового цемента;

4) зона «шиповидных» структур песчаников и филлитоподобных сланцев.

Первая из этих зон считается начальнокатагенетической, вторая — позднекатагенетической. Третья зона (наряду с соответствующей ей кварц-диккитовой) в одних случаях относится к позднему катагенезу, в других — ее относят к так называемому раннему метагенезу — более глубокой стадии изменения осадочных пород (вопрос о метагенезе рассматривается ниже). По современной шкале катагенеза (см. табл. 7-2) эта зона примерно соответствует нижней части зоны мезокатагенеза (наиболее близко — градациям $МК_3$ и $МК_4$). Четвертая зона по современной шкале примерно соответствует по объему зоне апокатагенеза.

Более развернутая характеристика особенностей постдиагенетического структурно-минералогического преобразования терригенных пород различного типа, а также других типов пород дана в сборнике «Диагенез и катагенез осадочных образований» (1971 г.) в работах Н. В. Логвиненко (1968 г.), А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1971 г.), М. Е. Каплана (1970 г.) и др.

Зональность, принципиально сходная с установленной для отложений Верхоянской геосинклинали, отмечается и для других областей — Большого Донбасса (Н. В. Логвиненко, Г. В. Карпова и др.), Западной Сибири (Г. Н. Перозио и др.) и др.

Весьма интересным фактом, установленным в последние два десятилетия (В. Д. Лоури, К. Р. Чепиков, Н. А. Орлова, Г. Фюхтбауэр, Г. Э. Прозорович

и др.), является то, что приход нефти в породы-коллекторы приостанавливает катагенетическое преобразование этих пород (в пределах залежи), «консервируя» их основные структурно-минералогические особенности и коллекторские свойства. Учет этой закономерности имеет существенное практическое значение, поскольку позволяет по литологическим данным определять глубину, время и некоторые особенности истории формирования нефтяных залежей и содействует более правильному и обоснованному прогнозированию коллекторских свойств пород и оценке перспектив нефтеносности глубоких горизонтов. Вместе с тем, на газовые залежи эта закономерность, по-видимому, не может быть распространена в полной мере. Кроме того, в настоящее время имеются данные, позволяющие полагать, что некоторые процессы постседиментационного преобразования осадочного вещества гранулярных коллекторов продолжаются и в присутствии нефти в этих коллекторах. Это относится прежде всего к положительной структурной трансформации глинистых минералов типа перехода каолинита в диккит.

О метагенезе. Термин метагенез употребляется в настоящее время в различных значениях. Основные, наиболее часто встречающиеся значения данного термина таковы:

1) региональный метаморфизм;

2) ранний метаморфизм — стадия глубокого изменения осадочных пород, следующая за катагенезом (в его «усеченном» объеме, соответствующем лишь прото- и мезокатагенезу) и предшествующая региональному метаморфизму;

3) катагенез (также в его «усеченном» объеме) и ранний метаморфизм (протометаморфизм).

Необходимо отметить, что впервые данный термин был предложен Н. Б. Вассоевичем в первом из указанных выше значений.

Вторая из отмеченных точек зрения на объем понятия «метагенез» принадлежит А. Г. Коссовской, Н. В. Логвиненко и В. Д. Шутову, третья — Н. М. Страхову.

Использование современной шкалы катагенеза с подразделением последнего на прото-, мезо- и апокатагенез позволяет полностью охватить в рамках катагенеза все постдиагенетические преобразования осадочного вещества (исключая метаморфизм). При этом, исходя, в частности, из соображений системности терминологического обозначения различных стадий возникновения и изменения пород, за наиболее глубокими региональными изменениями пород, следующими за катагенезом, и предшествующими палингенезу, в соответствии с предложением Н. Б. Вассоевича, целесообразно закрепить термин метагенез.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б.* Циклы седиментации, литогенеза и нефтегазообразования. — В сб. «Осадочные бассейны и их нефтегазоносность». Тезисы докл., М., изд-во МГУ, 1975, с. 3—13.

2. *Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В.* О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием. — В сб. «Горючие ископаемые». МГК, XXV сесс., докл. сов. геол. М., Наука, 1976, с. 47—62.

3. *Новое* в учении о стадиях осадочного породообразования/П. П. Тимофеев, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Л. И. Боголюбова, В. А. Дриц. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 3, с. 58—82.

Часть III

КЛАССИФИКАЦИИ И ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. ИХ СВЯЗЬ С ПОЛЕЗНЫМИ ИСКОПАЕМЫМИ

Глава 8

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

§ 1. КРУПНООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Общая характеристика. Крупнообломочными (или грубообломочными) называются обломочные породы, содержащие более 25% (по весу или объему) обломков, величина которых по длинной оси превышает 1 мм (по другим классификациям 2 мм, иногда 5 мм).

Крупнообломочные породы именуются иногда псефитами*, а сцементированные разности — псефитолитами (лучше говорить о псефолитах).

В американской геологической литературе крупнообломочные породы часто именуются рудитами.

Крупная величина обломков, слагающих псефиты, обусловливает ряд специфических черт этих пород. Существенным, например, является то, что обломки представлены обычно большей частью (или даже исключительно) горными породами, а не минералами. Лишь некоторые гравелиты занимают в этом отношении промежуточное положение. Крупная величина обломков позволяет непосредственно в поле производить измерение их размеров, детально характеризовать форму, поверхность, определять особенности взаимного расположения и пространственную ориентировку уплощенных или удлиненных галек и т. д.

Крупнообломочные породы (коп.), состоящие из окатанных обломков, называются конгломератами, из неокатанных (угловатых) обломков — брекчиями.

В генетическом отношении коп. (в широком их понимании) объединяют пять различных по происхождению (а также распространенности и другим особенностям) групп пород — собственно осадочные, вулканогенно-осадочные (и осадочно-вулканогенные), собственно-вулканогенные, тектонические и сопочные (или брекчии грязевых вулканов).

Собственно осадочные коп. относят к отложениям самых различных генетических типов — элювиального, делювиального, аллювиального, пролювиального, прибрежно-озерного, прибрежно-морского, собственно морского, ледникового, эолового.

В коп. в общем случае различаются три составных элемента: 1) обломки пород (или минералов) размером не менее 1 мм, высокое содержание которых является диагностическим признаком крупнообломочных пород; 2) запол-

* Эта терминология редко применяется литологами.

няющее вещество*, представляющее собой относительно более тонкий обломочный материал (например, песок), отложившийся одновременно или почти одновременно с крупными обломками; 3) цемент, или связывающее вещество, обычно эпигенетичное по отношению к обломкам и к заполняющему материалу, представленное кальцитом, кварцем, окислами и гидроокислами железа или другими минералами, образующимися из истинных или коллоидных растворов.

Понятие о заполняющем веществе в значительной мере условно. Во многих конгломератах заполняющим веществом является песок с гравием или гравий с мелкой галькой.

По минерально-петрографическому составу обломков крупнообломочные породы делятся на три группы — мономиктовые (мономинеральнокластические и монопородные, или монопетрокластические), олигомиктовые и полимиктовые.

Мономиктовые крупнообломочные породы состоят более чем на 90% из обломков одной и той же породы (мелкий гравий может состоять и из зерен минералов, чаще всего кварца), олигомиктовые — из 2—3 типов пород, полимиктовые — более чем 3 типов пород.

Для коп. собственно вулканического происхождения (вулканические агломераты и брекчии) характерно, что обломки представлены, как правило, скрытокристаллическими, неполнокристаллическими или стекловатыми изверженными породами, а заполняющим является туфогенный материал (нередко с вторичным минеральным цементом).

Коп. в том или ином количестве встречаются почти во всех типах осадочных и вулканогенно-осадочных геологических формаций самого разного возраста — от докембрийских до современных. Однако в сложении большинства геологических формаций (за исключением верхнемолассовой и осадочно-вулканогенных) крупнообломочные породы редко играют большую роль. Обычно они встречаются лишь в виде отдельных пачек, слоев, линз и других локальных и не очень мощных скоплений.

Среди древних конгломератов первое место по распространенности и мощности занимают предгорные конгломераты, представляющие собой конусы выносов горных рек. Именно так возникли молассовые (верхнемолассовые) и молассоидные конгломераты.

Площадное распространение конгломератов и брекчий может быть самым различным. Базальные конгломераты, особенно платформенные, иногда бывают распространены на площади в сотни квадратных километров, а туфогенные конгломерато-брекчии и конгломераты — и на тысячи квадратных километров. Предгорные брекчии в ископаемом состоянии обычно локализованы, а конгломераты образуют длинные зоны, тянущиеся на многие сотни километров.

Текстурные и структурные особенности. Структурные особенности крупнообломочных пород определяются прежде всего размерами (в том числе степенью сортировки по размерам) и формой обломков, т. е. их гранулометрией (или, точнее, псефометрией) и морфометрией, а также наличием или отсутствием заполняющего вещества (матрицы) и цемента, количественными соотношениями между обломками, матрицей и цементом, характером их взаимного расположения, структурным типом заполняющего вещества.

* В зарубежной геологической литературе заполняющее вещество обычно описывается под названием «матрица породы» (Гриффитс, 1971 г. и др.).

Соответственно выделяют псефитовые, псаммо-псефитовые и некоторые другие типы структур крупнообломочных пород (с различной структурой цемента). Более детальная структурная классификация крупнообломочных пород, основанная на учете размеров и формы (степени окатанности) слагающих их обломков, приводится ниже.

Текстурные особенности крупнообломочных пород определяются прежде всего наличием или отсутствием слоистости и ее характером, взаимным расположением обломков, их пространственной ориентировкой.

Соответственно, выделяют текстуры слоистые (горизонтально-слоистые, косослоистые, диагональнослоистые и др.) и неслоистые, ориентированные (в том числе чешуйчатые, черепитчатые и др.) и неориентированные.

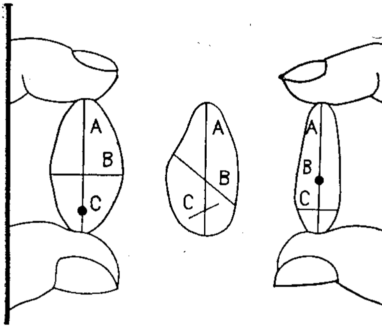


Рис. 8-1. Три взаимоперпендикулярные оси, по которым измеряют длину А, ширину В и толщину С обломков (по Ф. Петтиджону, с небольшими изменениями)

Размеры и форма обломков характеризуются тремя основными величинами — длиной, шириной и толщиной, измеряемыми, соответственно, по осям А, В и С. Все три оси взаимно перпендикулярны, но часто пересекаются не в одной точке, а в двух (А+В и А+С), как это показано на рис. 8-1. Принято говорить о длине осей. Ось А всегда больше или равна оси В, а ось В — оси С, т. е. $A \geqslant B \geqslant C$. Многочисленные коэффициенты, предложенные для характеристики формы обломков, основаны на формулах, в которых фигурируют два или все три размера.

Во многих случаях анизометрические обломки в крупнообломочных породах более или менее закономерно ориентированы в пространстве — по отношению к странам света (географическая или абсолютная ориентировка) и по отношению к поверхности наслоения и косым слойкам (относительная ориентировка). Выявление закономерностей в ориентировке окатышей нередко позволяет сделать выводы об условиях образования конгломератов, могущие иметь большое научное и практическое значение.

Относительную ориентировку определяют для двух типов обломков — для уплощенных (чаще) и для вытянутых (реже) и по отношению к нормальному напластованию и (или) косым слойкам. Обломки такого типа могут залегать параллельно наслоению или же под различными углами к нему. То же может иметь место и по отношению к косым слойкам.

В широком понятии о географической, или абсолютной, ориентировке окатышей следует различать три более узких понятия — о первой, второй и третьей ориентировках.

1. Первая абсолютная ориентировка — это ориентировка плоскости, в которой лежат длинная А и средняя В оси окатышей; понятие о первой ориентировке аналогично понятию об элементах залегания пластов; такой вид ориентировки окатышей, так сказать, по их уплощенности, можно условно именовать наклоном или падением галек (валунов) и документировать азимутом падения и углом падения плоскости $A \times B$.

2. Вторая ориентировка — это ориентировка длинной оси окатышей, имею-

щая, по-видимому, меньшее палеогеографическое значение, производится реже и только при специальных видах исследований.

3. Третья ориентировка, в отличие от второй, является векторной и дополняет ее — ориентируется, кроме оси А, также один из ее концов, например, более заостренное окончание вытянутой гальки.

В речных отложениях обычно преобладающие углы наклона галек и валунов несколько больше, чем в морских. По-разному ведут себя речные и прибрежные морские (и озерные) окатыши по отношению к косым слойкам — первые наклонены в сторону, противоположную падению косых слойков, а вторые параллельны им. В речных отложениях преобладает наклон окатышей навстречу течению реки, а в прибрежно-морских — нередко в сторону моря, т. е. в обоих случаях — в сторону движения воды.

Что же касается преобладающей ориентировки длинных осей А обломков, то на берегах морей и озер эти оси перпендикулярны направлению движения прибойных волн; удлиненные гальки поэтому параллельны берегу в том случае, когда прибой происходит под прямым углом к берегу. Так как это наблюдается довольно часто, то наибольшие оси длинных окатышей в плане обычно ориентированы в соответствии с местным направлением берега. В руслах же рек длинные оси галек и валунов располагаются по-разному: в средней части русла перпендикулярно течению реки, а в прибрежных частях — под углом к нему и так, что концы окатышей, более удаленные от берега, выдвинуты несколько вперед по течению воды. В итоге удлиненные гальки образуют как бы дуги, обращенные выпуклостью по направлению течения реки (С. Г. Саркисян и Л. Т. Климова, 1955 г.).

При изучении особенностей ориентировки обломков древних псефитов необходимо учитывать возможность последующей переориентировки обломков прежде всего под воздействием тектонических процессов (В. Д. Парфенов, А. А. Савельев, 1976 г. и др.).

Поверхность галек и валунов нередко покрыта той или иной штриховкой. Наличие штриховки нередко считалось (и иногда все еще считается) показателем ледникового происхождения крупнообломочных пород, содержащих такие обломки. Вместе с тем, в последнее время становится все более очевидным, что наблюдаемая на гальках и валунах «штриховка может образоваться под действием разнообразных агентов и встречается в отложениях различного генезиса» (Заморуев, 1974 г. и др.).

Классификация и номенклатура. Классификация коп. может быть осуществлена и практически осуществляется по различным признакам: по степени окатанности обломков (окатанные, угловатые), по размерам обломков и процентному содержанию обломков различного размера, по составу обломков, по наличию и составу цемента и заполняющего вещества, по происхождению и др.

Собственно осадочные коп., или псефиты, в первую очередь делят по степени окатанности слагающих их обломков (окатышей, по Н. Б. Вассоевичу). С этой точки зрения среди коп. выделяют брекчии и конгломераты.

Важным типом крупнообломочных пород являются конгломерато-брекчии. Они бывают двух типов. Первый из них характеризуется тем, что одновременно накапливаются округлые и угловатые обломки, имеющие и неодинаковый состав, и разное происхождение. Конгломерато-брекчии второго типа возникают на промежуточной стадии окатывания обломков и при дальнейшем продолжении этого процесса переходят в конгломераты.

Следующим критерием для подразделения крупнообломочных пород служит гранулометрия (точнее, псефометрия) обломков.

Существуют многочисленные в той или иной мере различные классификации и системы наименований обломков по их размерам. В СССР широко распространена классификация, основанная на десятичной метрической системе, принятая и в данной работе (табл. 8-1).

Таблица 8-1

Десятичная классификация обломков по их размеру

Наибольшие поперечные размеры обломков	Наименование окатышей	Наименование неокатанных обломков
1—10 мм	Гравий (галечка, гравийное зерно)	Хрящ, или дресва
1—2,5 мм	Мелкий гравий	Мелкий хрящ, или дресва
2,5—5 мм	Средний гравий	Средний хрящ, или дресва
5—10 см	Галька	Щебенка, или щебень
1—2,5 см	Мелкая галька	Мелкая щебенка, или щебень
2,5—5 см	Средняя галька	Средняя щебенка, или щебень
5—10 см	Крупная галька	Крупная щебенка, или щебень
1—10 дм	Валун	Отлом (или неокатанный валун)
1—2,5 дм	Малый валун	Малый отлом
2,5—5 дм	Средний валун	Средний отлом
5—10 дм	Крупный валун	Крупный отлом
1—10 м	Глыба окатанная	Глыба неокатанная
1—2,5 м	Малая окатанная глыба	Малая неокатанная глыба
2,5—5 м	Средняя глыба	Средняя неокатанная глыба
5—10 м	Крупная глыба	Крупная неокатанная глыба
Больше 10 м	Утесы, или очень большие глыбы	

Вместе с тем, как отметил Л. Б. Рухин (1956 г.), десятичные классификации «имеют лишь одно преимущество — они легко запоминаются», однако в их «основу положен ряд чисел, механически наложенный на обломочные частицы, а не выведенный из изменения их свойств по мере преобразования размеров».

Л. Б. Рухиным предложена своеобразная классификация обломков и слагаемых ими обломочных пород, приведенная на рис. 8-2.

В США принята несколько измененная шкала размеров частиц Дж. Аддена — К. Уэнтворта и совпадающая с ней логарифмическая шкала У. Крумбейна.

Часто коп. характеризуются низкой степенью сортировки обломков по размерам и, соответственно, содержат в своем составе в существенном количестве различные размерные фракции обломков. С учетом этого Н. Б. Вассоевичем предложена упрощенная классификация конгломератов по их псефометрическому составу.

Для брекчий также можно создать, если в ходе детальных исследований в этом возникает потребность, аналогичные псефометрические гранулометрические классификации, только вместо терминов «гравий», «галька», «валун» и т. д. надо использовать соответственно наименования неокатанных обломков (см. табл. 8-1).

При полевых исследованиях часто можно ограничиться отнесением брекчии к одной из следующих градаций: 1) глыбовые, 2) отломово-глыбовые,

3) глыбово-отломовые, 4) отломовые, 5) щебенчато-отломовые, 6) отломово-щебенчатые, 7) щебенчатые, 8) хрящево-щебенчатые, 9) щебенчато-хрящевые, 10) хрящевые.

Дальнейшее подразделение крупнообломочных пород основывается обычно на их генезисе, определяющем особенности обломков (окатанность, количество в породе, состав и др.), а также характер заполняющего вещества.

Генетическая классификация брекчий. Существуют многочисленные генетические классификации брекчий, предложенные в различные го-

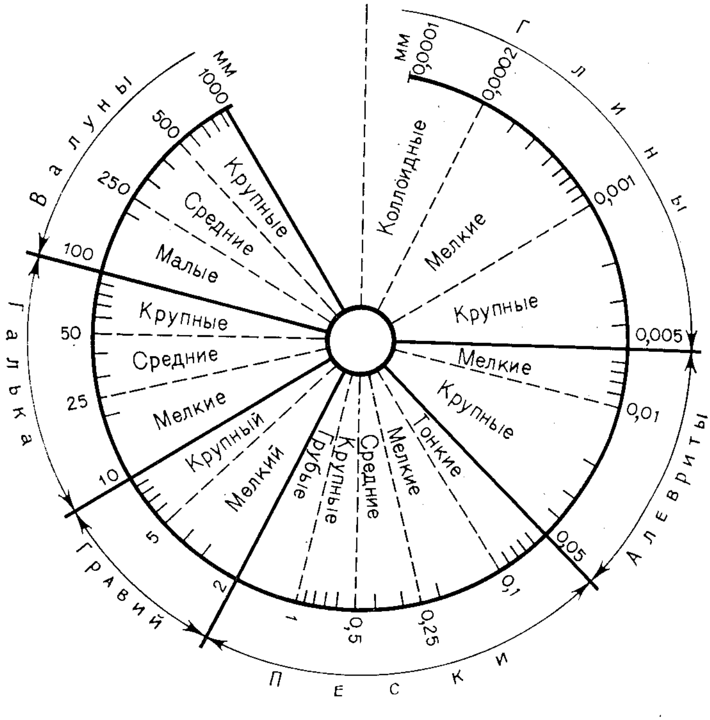


Рис. 8-2. Структурная классификация обломочных пород. Составлено Н. Б. Вассоевичем в виде циклограммы с логарифмическим масштабом по данным Л. Б. Рухина (1956 г.)

ды У. Нортоном, С. Рейнольдсом, В. Н. Масловым, Д. В. Наливкиным и др. Сводная генетическая классификация осадочных брекчий приведена в работе Н. Б. Вассоевича (1958 г.).

Генетическая классификация конгломератов. Одну из первых генетических классификаций конгломератов предложил в 1933 г. А. В. Хабаков. Он выделил 4 основные группы, а среди них 14 главных типов (табл. 8-2).

Несколько иные схемы генетической классификации конгломератов были предложены в различные годы А. Хаддингом, Д. В. Наливкиным, В. И. Поповым и др.

Таблица 8-2

Генетические типы конгломератов (по А. В. Хабакову, 1933 г.)

I. Морские	II. Речные	III. Ледниковые	IV. Субаэральные
1. Подвижный 2. Конкреционный 3. Вымывания 4. Затопления 5. Обваливания	6. Дельтовый 7. Равнинный 8. Горный	9. Плавающих льдов 10. Материковых льдов 11. Горный — глетчеров	12. Селевых выносов 13. Пересыхающих озер и рек 14. Эоловый

Широко распространено деление конгломератов на базальные и внутриформационные. Это разграничение, однако, условно и не всегда применимо.

Для базальных конгломератов считаются характерными следующие черты: 1) хорошая окатанность галек и валунов, свидетельствующая о длительном нахождении их в движении; 2) преобладание обломков относительно твердых и крепких пород; 3) преимущественно песчано-гравийное и реже алеврито-песчаное заполняющее вещество. Базальные конгломераты типичны для оснований трансгрессивных свит. Внутриформационным конгломератам, более разнообразным по условиям своего возникновения, свойственны другие признаки: 1) слабая окатанность обломков, часто объясняющаяся их образованием путем разрушения местных пород; 2) иногда — присутствие или даже господство обломков мягких и вообще не устойчивых (по отношению к факторам, сопутствующим транспортировке) пород, например глин, слабосцементированных алевритов и т. д.; 3) разнообразие заполняющего вещества.

К внутриформационным относят конгломераты и конгломератобрекчии, образующиеся в результате небольшого переотложения некоторых типов брекчий, например подводнооползневых, брекчий временного осушения водоемов и т. д.

Б. А. Соколов в 1962 г. выделил апикальный тип конгломератов (от латинского apex — верхушка). Он характеризуется плохой окатанностью и неотсортированностью обломков. Грубость материала уменьшается от кровли к подошве.

Апикальные конгломераты образуются на последнем этапе развития регрессии.

Специфические методы исследования. В крупнообломочных породах подлежат изучению все три их ингредиента — обломки, заполняющее вещество и цемент (который может и отсутствовать), но в подавляющем большинстве случаев в центре внимания должны быть именно обломки. Изучение их обычно дает наиболее ценные результаты.

Крупная величина обломков позволяет быстро и просто (визуально) определять их размеры, форму, особенности поверхности, производить ориентировку анизометричных окатышей и т. д. По этим признакам можно выяснить обстановку образования крупнообломочных пород, иногда вплоть до таких деталей, как, например, направление потока, положение береговой линии моря или озера и т. п.

Состав обломков также говорит о многом. По нему можно судить, например в случае конгломератов, о том, чем была сложена суша, где были (или развиты и до сих пор) материнские породы окатышей; можно расчленять мощные конгломератовые толщи (молассовые и молассоидные) и т. д.

Характеристика и анализ методики изучения крупнообломочных пород содержатся в работах А. В. Хабакова (1933 г.), С. Г. Саркисяна и Л. Т. Климовой (1965 г.), Л. Б. Рухина (1957 г.), Н. Б. Вассоевича (1958 г.), Г. Н. Бутакова и А. П. Дедкова (1971 г.), Дж. Гриффитса (1971 г.), О. А. Борсука (1973 г.) и др.

Изучение обломков имеет своей целью охарактеризовать: 1) псефометрический (структурный) состав крупнообломочных пород, т. е. относительное содержание в них обломков разного размера; 2) степень окатанности обломков разного размера и разного состава; 3) их форму в смысле анизометричности (удлиненности и уплощенности); 4) поверхность обломков; 5) состав по фракциям. Иногда производят также определение объема окатышей в конгломератах.

Размер конгломератов и брекчий определяется путем обмера по возможности не менее 100 обломков в средней пробе (часто — из определенного объема породы). Если форма обломков не явится в дальнейшем предметом изучения, то ограничиваются замером наибольшего размера обломка, т. е. оси А (см. рис. 8-1), если же имеется возможность более детального исследования, то замеряют длину А, ширину В и толщину С каждого обломка.

Для самой простой характеристики конгломератов удобно применять структурную формулу в виде ряда цифр, отвечающих процентному содержанию обломков определенных фракций в порядке убывания размеров; например, для конгломерата, содержащего валуны (8%), гальку (14%), гравий (78%), формула будет выглядеть так: 8—14—78 (Вассоевич, 1956 г.).

С целью количественной характеристики морфометрических особенностей обломков крупнообломочных пород в различные годы были предложены многочисленные коэффициенты — сферичности и округленности (У. Уэделл, У. Крумбейн, Н. Рилей, Т. Зинг, И. Снид, Р. Фолк и др.), изометричности (А. А. Кухаренко), анизометричности (Н. Б. Вассоевич), уплощенности (К. Уэнтворт, Н. Б. Вассоевич), окатанности (К. Уэнтворт), удлиненности, вытянутости (Н. Б. Вассоевич, Р. Фолк), уплотненности и удлиненности (Дж. Добкинс, Р. Фолк), эллиптичности (А. Б. Вистелиус) и др. При этом, несмотря на близость или даже совпадение названий многих предложенных коэффициентов, их вид нередко существенно различен.

Характер анизометричности обломков определяется или грубо, на глаз, или более точно — путем измерения трех осей и вычисления двух коэффициентов — уплощенности K_n и удлиненности K_g или специального коэффициента. В первом случае выделяют несколько категорий, например: 1) изометричные (частный случай — сферические); 2) слабо анизометрические (короткие или слабо уплощенные эллипсоиды); 3) умеренно уплощенные; 4) сильно уплощенные; 5) удлиненно уплощенные; 6) слабо удлиненные и 7) сильно удлиненные (см. стр 43).

Во втором случае вычисляют K_n и K_g.

Нами (Н. Б. Вассоевич, 1958 г.) рекомендуется вычислять коэффициент уплощенности или по формуле $K_n' = (A+B)/2C-1$, т. е. по исправленной формуле К. Уэнтворта, или, еще лучше, по формуле $K_n'' = B/C-1$. K_n' и K_n'' шара по этим формулам равны нулю, что вполне логично.

Степень удлиненности можно характеризовать или коэффициентом, вычисляемым по формуле (аналогичной исправленной формуле Уэнтворта для K_n) $K_g' = 2A/(B+C)-1$, или по более простой формуле (аналогичной формуле для K_n'') $K_g'' = A/B-1$. Для шара величина обоих вариантов коэффициента равна

нулю, для обломка с размерами 10×1×1 см — 9, т. е. K_g' и K_g'' тем больше, чем более удлинен обломок.

Большое значение имеет также определение окатанности (эллипсоидальности) обломков, т. е. степени приближения формы обломков к эллипсоиду, и сферичности обломков, т. е. степени приближения их формы к сфере, к шару.

Идеально окатанные гальки и валуны обычно имеют форму трехосного эллипсоида, а не шара. Поэтому гораздо важнее определять коэффициент эллипсоидальности, а не сферичности. При этом следует учитывать, что соотношение осей А, В и С у таких эллипсоидов различно для разных типов пород и различных фаций.

По степени окатанности обломки можно подразделять на следующие пять групп.

1. Прекрасно окатанные — лишенные угловатости и вогнутости на отдельных участках поверхности (эллипсоидальные или яйцевидные).

2. Хорошо окатанные — с еще сохранившимися следами угловатости и даже первоначальной формы исходных обломков.

3. Умеренно окатанные — с ясными следами первоначальной угловатости и умеренно выраженными следами исходной формы обломков.

4. Слабо окатанные — с закругленными гранями и отчетливо выраженной исходной формой обломков.

5. Неокатанные — с сохранившейся первоначальной формой обломков, с незакругленными или почти с незакругленными тупыми и (или) острыми ребрами.

Эти градации А. В. Хабаков (1933 г.) предложил обозначать баллами. Угловатые (неокатанные) обломки получают нулевой балл; слабо окатанный обломок отвечает «единице окатанности» (1 балл); умеренно окатанный — двум «единицам окатанности» (2 балла); хорошо окатаниый — трем единицам (3 балла), прекрасно окатанный — четырем единицам (4 балла).

Результаты изучения окатанности ансамбля обломков лучше всего записывать в виде краткой и наглядной «формулы» окатанности, в которой на первое место ставится число наиболее хорошо окатанных, а на последнее — неокатанных, например:

а — 2 — 12 — 6 — 12 — 4 (36 окатышей),

б — 4 — 6 — 12 — 6 — 2 (30 окатышей).

С целью получения обобщенной величины окатанности обломков, присутствующих в составе крупнообломочной породы, по шкале А. В. Хабакова визуально оценивается окатанность примерно 100 обломков и затем вычисляется средний балл окатанности как отношение суммы парных произведений каждого балла на число обломков, окатанность которых соответствует данному баллу, к общему числу обломков, для которых производилось определение окатанности.

Оценку окатанности и других особенностей морфологии обломков необходимо проводить раздельно для каждой достаточно узкой размерной фракции. Пофракционное изучение обломков является одним из важных условий правильной и успешной работы по исследованию крупнообломочных пород (Н. Б. Вассоевич, 1958 г. и др.).

Изучение минерально-петрографического состава обломков имеет очень большое значение, так как позволяет во многих случаях делать

важные выводы палеогеографического, корреляционно-стратиграфического, геологопоискового и иного характера. Оно проводится обычными минералого-петрографическими методами — в зависимости от характера (состава, размеров и т. д.) изучаемых обломков (в шлифах, под бинокуляром, частично — в иммерсии, для обломков глинистых, карбонатных и некоторых других пород — с использованием методов рентгенографии, термографии и т. д.). При этом важным начальным этапом работ является предварительная типизация состава обломков, т. е. выделение тех основных типов пород, которые будут затем учитываться количественно в пробах с целью количественной характеристики состава крупнообломочных пород.

Постседиментационные изменения. Большинство субаквальных конгломератов, конгломерато-брекчий и брекчий содержит обломки таких осадочных горных пород, которые уже давно прошли стадию диагенеза. О таких обломках можно сказать, что их диагенез — это в основном диагенез заполняющего вещества, а не обломков. Только в тех случаях, когда обломки представлены еще не полностью сформировавшимися в породу осадками, например глинистыми или алевритовыми, можно говорить и о диагенезе всей коп. в целом. Диагенез заполняющего вещества принципиально не отличается от рассматриваемого в соответствующих главах настоящего справочника диагенеза того же вещества, но выпавшего в виде самостоятельного осадка (песчаного, глинистого и др.).

Обычно заполняющее вещество изменяется резче, чем обломки пород. Это и понятно, так как физико-химическому воздействию легче и скорее подвергаются более мелкие частицы, обладающие гораздо большей суммарной поверхностью, чем крупные обломки. Только по мере нарастания температуры и давления начинают преобразовываться и обломки пород, вначале глинистых (если они не претерпевали более сильных аналогично направленных изменений раньше) и карбонатных, а затем песчано-алевритовых, кремнистых и других типов. В стадию катагенеза на валунах и гальках возникают «ямки-вдавления» (Eindrücken швейцарских геологов), сначала на карбонатных породах, а затем и на кремнистых.

Образование таких ямок-вдавлений связано с уплотнением конгломератов за счет заполняющего вещества, вследствие чего геостатическое давление почти целиком воспринимается обломками, сосредоточиваясь в местах их соприкосновения. Дифференцированное распределение давления приводит к растворению карбоната (кремнезема) на участках повышенного давления и отложению его в местах пониженного.

Наблюдения показывают, что во всех случаях вдавливается участок обломка, имеющий меньший радиус кривизны, чем поверхность, на которой образуется углубление. Вероятно поэтому «виновниками» катагенетических ямок обычно являются относительно более мелкие обломки, а вдавливания возникают на более крупных.

В складчатых областях, в районах сильного развития сланцеватости, окатыши, особенно в изолированных прослоях конгломератов, стремятся расположиться уплощенностью вдоль сланцеватости. Описаны случаи значительного поворота уплощенных обломков. Указанное обстоятельство надо иметь в виду, чтобы при изучении ориентировки галек не прийти к ошибочным выводам.

При метаморфизме уже все ингредиенты крупнообломочных пород претерпевают бóльшие или меньшие изменения. Обломки опять несколько запаздывают в соответствии с их составом. Некоторые из них, близкие по составу к запол-

няющему веществу, сливаются с ним, другие, даже на стадии гнейсов, еще отчетливо сохраняются. Хорошо известны во многих областях спрессованные конгломераты и более сильно метаморфизованные слюдяные гнейсы, содержащие деформированные, расплюснутые гальки кварца, кварцита, гнейса, гранита и т. д.

Области применения и связь с другими полезными ископаемыми. Изучение крупнообломочных пород нередко позволяет пролить свет не только на геологическую историю области их развития, но и на области, откуда происходит обломочный материал. Важно подчеркнуть, что при этом иногда удается выяснить такие черты палеогеографии, о которых значительно трудней или вовсе нельзя было бы узнать путем изучения других типов осадочных пород.

Наиболее распространенная первичная палеогеографическая задача, решаемая с помощью изучения крупнообломочных пород, — определение местоположения и состава пород источников сноса (питающих провинций), а также путей и факторов (агентов) транспортировки обломочного материала.

Исключительно велико значение исследований, в частности, докембрийских конгломератов. Как указывают А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (1967 г.), «исследование конгломератов имеет для изучения истории докембрия не меньшее значение, чем исследование палеонтологических остатков в более молодых толщах».

Крупнообломочные породы могут иногда содержать различные полезные ископаемые (золото, платину, алмазы и др.). В зависимости от характера оруденения, связанного с конгломератами, последние могут быть, в частности, золотоносными, сереброносными, платиноносными, ураноносными, меденосными, железоносными (их обычно называют железорудными), полиметаллоносными (их обычно называют полиметаллическими). Они могут содержать также ртутное и иное оруденение. Несцементированные и умеренно сцементированные крупнообломочные породы часто являются водоносными, а в отдельных случаях содержат битумы, нефть и газ.

Многие конгломераты и брекчии являются полезными ископаемыми. Например, хорошо сцементированные мелкогалечные и гравийные конгломераты, известняковые, силицитовые и другие брекчии используются как строительный материал; красивые разности идут на облицовку зданий, а в отдельных случаях даже как поделочные камни III класса. Из существенно кварцевых гравелитов изготовляют жернова. Рыхлый гравий разрабатывается в карьерах как материал для дорожного покрытия, насыпей и т. д.; некоторые типы мелкого гравия используются для изготовления бетона. Сферические кремнистые гальки применяются в шаровых мельницах.

§ 2. ПЕСЧАНЫЕ, АЛЕВРИТОВЫЕ И СМЕШАННОГО СОСТАВА ПОРОДЫ

Определение, классификация и номенклатура. Песчаными называют мелкообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков минералов и горных пород (а изредка и скелетных остатков организмов), размер которых чаще всего принимается от 0,1 до 1 мм или от 0,05 до 2 мм. Рыхлые разности называют песками, а сцементированные — песчаниками. Американские седиментологи обычно к песчаным относят обломочные породы с размером зерен от 0,0625 до 2 мм. В последние годы в США появляются работы, в которых предлагается

перейти к десятичной шкале с границами классов 0,01; 0,1; 1 мм. При использовании десятичной шкалы размеров выделяют крупнозернистые (0,5—1 мм), среднезернистые (0,25—0,5 мм) и мелкозернистые (0,1—0,25 мм) песчаные породы, а при границах песчаных зерен 0,05 и 2 мм к ним добавляют тонкозернистые (0,05—0,1 мм) и грубозернистые (1—2 мм) разности.

Алевритовыми называют мелкообломочные породы, состоящие преимущественно из обломков минералов размером от 0,01 до 0,1 мм или, согласно другим мнениям, от 0,005 до 0,05 мм. Рыхлые разности называют алевритами, а сцементированные — алевролитами. Среди них также обычно выделяют крупнозернистые (0,05—0,1 мм), среднезернистые (0,025—0,05 мм) и мелкозернистые (0,01—0,025 мм) или крупнозернистые (0,01—0,05 мм) и тонкозернистые, мелкозернистые (0,005—0,01 мм) алевритовые породы.

Песчаные и алевритовые породы связаны между собой, а также с грубообломочными и глинистыми породами постепенными переходами. В связи с этим возникает проблема, как проводить границы между указанными породами. По той же причине отсутствует единое мнение о том, каково должно быть содержание зерен соответствующей размерности, чтобы отнести породу к песчаным или алевритовым и назвать ее крупнозернистой, среднезернистой, мелкозернистой, разнозернистой. Породу принято относить к песчаной или алевритовой, если содержание обломков соответствующей размерности в ней более 60% либо более 50%. Таких же границ обычно придерживаются при выделении среди этих типов пород разностей по зернистости. Если содержание зерен соответствующей размерности менее 50 или 60%, то породу называют разнозернистой, причем некоторые (Н. В. Логвиненко) рекомендуют одновременно с этим названием указывать наиболее распространенную фракцию (например, «песок разнозернистый, крупнозернистый»). Однако существует мнение, что песчаные породы следует относить к определенной разности лишь в том случае, когда соответствующие зерна содержатся в количестве более 90%. Если 90% зерен сосредоточены в двух классах, то дается двойное название (например, «мелко-тонкозернистый песок»), причем на второе место ставится название того класса, содержание которого больше. Если 90% частиц распространены более чем в двух классах, породу называют плохоотсортированной.

Различны также классификации и номенклатуры алеврито-песчаных пород, указывающие на количество примеси в них других компонентов. К чистым разностям обычно относят песчаные и алевритовые породы, содержащие не более 10%, реже не более 5% примесей. Наличие примеси до 40% или до 50% отражается в добавлении к названию породы соответствующего прилагательного («алевритовый песок», «известковый песчаник»). Иногда предлагается для разных содержаний примеси использовать определенные окончания прилагательных. Например, при содержании второстепенного компонента от 10 до 25% употребляется прилагательное с окончанием «истый» («гравелистый песчаник», «алевритистый песок»), а при содержании от 25 до 40% — с окончанием «ый» («гравелитовый песчаник», «алевритовый песок»).

По мнению других авторов (Н. Н. Верзилин), при наличии примесей в количестве более 5% каждой следует указывать, прибавляя к названию породы соответствующие прилагательные в порядке увеличения содержания этих компонентов, не закрепляя за ними определенных окончаний, так как они не всегда получаются благозвучными. Например, хорошо звучит «алеврито-глинистый песок», «карбонатный песчаник», но вряд ли имеет смысл говорить «алеврито-

глинный песок», «карбонатистый песчаник». Если примеси составляют значительную часть породы и на основной компонент приходится менее 75%, перед названием примеси прибавляется слово «сильно» (например, при содержании 70% алевритовых частиц и 30% песчаных порода называется «сильно песчаный алеврит»; при содержании 70% алевритовых частиц, 20% карбонатного и 10% песчаного материала — «сильно песчано-карбонатный алеврит»).

За рубежом принята иная классификация алеврито-песчаных пород. Обычно выделяются «чистые» (clean) пески (песчаники) или арениты — песчаные породы, в которых содержится менее 15% цементирующего (чаще всего глинистого) вещества (matrix), и «грязные» (dirty) пески (песчаники) или вакки, в которых содержится более 15% вмещающего необломочного материала. Дальнейшее подразделение строится на основе петрографо-минерального состава обломочной части [4].

В природе часто распространены породы, в которых содержание песчаного, алевритового, глинистого или какого-либо иного материала примерно одинаково. Такие породы называются смешанными (в случае двухкомпонентных систем их иногда называют переходными). Смешанные породы имеют широкое распространение в красноцветных, ледниковых, молассовых, граувакковых и флишевых толщах. Вопросы классификации смешанных пород рассматриваются в ряде работ [1, 2, 4, 5].

Некоторыми авторами для определенных разностей смешанных пород предлагались специальные термины (например, суглинок, супесь, хлидолит, паттум, вапп, гипалеврит, миктит, микстолит, мусорная порода и т. д.). Большинство из этих названий не получило широкого распространения. Исключение представляют лишь термины суглинок и супесь, которые широко применяются в грунтоведении, инженерной геологии, почвоведении и четвертичной геологии, в связи с чем они используются в литологии, хотя и сравнительно редко.

Суглинками обычно называют рыхлые молодые континентальные отложения, состоящие из частиц менее 0,01 мм, содержащихся примерно в количестве 30—50%, и обломочного материала крупнее 0,01 мм, составляющего соответственно 70—50%. В них обычно присутствует около 10—30% глинистых частиц, которые и обусловливают их основные физико-технические показатели. За характерный признак суглинков обычно принимается изменение числа пластичности от 7 до 17. Иногда выделяют разновидности суглинков. Например, суглинки валунные, содержащие значительную примесь валунов; суглинки лёссовидные, породы по общему облику и ряду признаков похожие на лёсс, но отличающиеся от него какими-либо особенностями: большей глинистостью, присутствием крупнозернистого, вплоть до галечного, материала, наличием слоистости и т. д.

Термин супесь также обычно применяется для рыхлых молодых континентальных отложений (грунтов), состоящих примерно из 90—70% алеврито-песчаного материала и 10—30% частиц менее 0,01 мм. Характерным свойством супесей часто принимается меньшая, чем у суглинков, пластичность (число пластичности меньше 7).

Иногда термины суглинок и супесь предлагается использовать в литологии и для древних, в том числе сцементированных пород, для обозначения смешанных песчано-алеврито-глинистых пород или глинистых песчаников и глинистых алевролитов (Л. В. Пустовалов, 1947 г.; Г. И. Теодорович, 1938 г., 1958 г.). Однако разные исследователи в эти понятия вкладывают существенно различный смысл и трактуют термины существенно иначе, чем принято в дисциплинах, ши-

роко их использующих (рис. 8-3), что, естественно, затрудняет их употребление в литологии.

Обычно к смешанным породам относят такие, в которых содержание любого слагающего их компонента не превышает 60%, реже при содержании каждого компонента менее 50%. Некоторые авторы при классификации и номенклатуре смешанных пород отдают предпочтение одному из компонентов. Например, при классификации песчано-алеврито-глинистых отложений за такой компонент

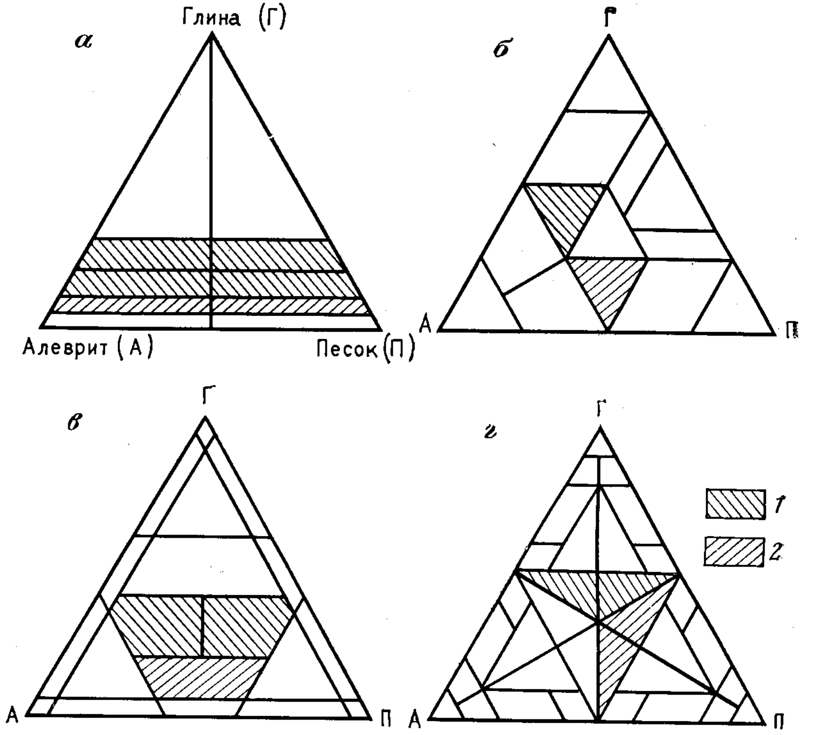


Рис. 8-3. Классификации смешанных пород:
а — по Н. В. Логвиненко (1967 г.), *б* — по Л. В. Пустовалову (1947 г.), *в* — по Л. Б. Рухину (1956 г.), *г* — по Г. И. Теодоровичу (1958 г.).
1 — суглинки; *2* — супеси.

берется то алеврит (Л. В. Пустовалов, 1947 г.), то песок (Folk, 1954 г.), то глина (Н. В. Логвиненко, 1974 г.). В результате часто различаются не только объемы выделяемых разновидностей пород, но и объемы одних и тех же номенклатурных единиц.

Другие классификации смешанных пород основаны на равноправности компонентов, их слагающих. Например, предлагается при содержании в смешанной породе каждого из компонентов менее 60% и при этом двух главных из них суммарно не менее 80%, а всех второстепенных компонентов в отдельности в количестве не более 5%, название породы давать из двух слов, ставя на второе место преобладающий компонент (например, «алевро-песок», «алевро-гли-

на»). Если в такой породе присутствует примесь второстепенных компонентов более 5% каждого в отдельности, то к названию породы прибавляются названия этих примесей в виде прилагательных, также в порядке увеличения содержаний (например, «глинисто-карбонатный алевро-песок», «гравийно-песчаная алевро-глина»). При содержании каждого из компонетов менее 60% и суммарном содержании любых двух менее 80% название пород составляется из названий всех компонентов, содержащихся в количестве более 20%, которые располагаются в порядке увеличения содержаний (например, «алевро-глино-песчаник»). Если присутствуют и примеси в количестве более 5% и до 20%, то наличие их

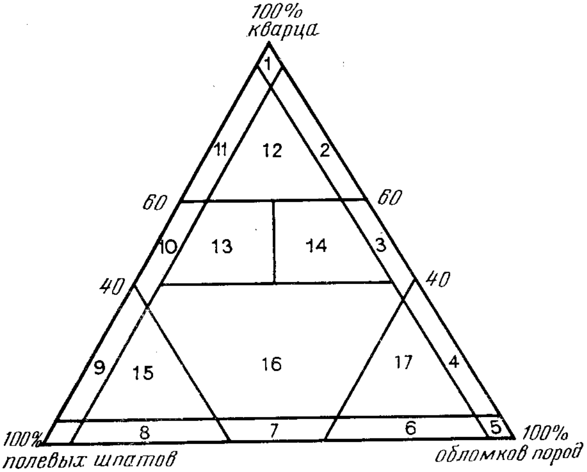


Рис. 8-4. Классификация песчаников, по Л. Б. Рухину (1956 г.).

1 — чистый кварцевый песчаник; *2* — граувакковый кварцевый песчаник; *3* — бесполевошпатовая кварцевая граувакка; *4* — бесполевошпатовая граувакка; *5* — чистая граувакка; *6* — бескварцевая граувакка; *7* — бескварцевая аркозо-граувакка; *8* — бескварцевый аркоз; *9* — аркоз; *10* — кварцевый аркоз; *11* — полевошпато-кварцевый песчаник; *12* — полевошпато-граувакковый кварцевый песчаник; *13* — кварцево-граувакковый аркоз; *14* — кварцево-полевошпатовая граувакка; *15* — граувакковый аркоз; *16* — аркозо-граувакки; *17* — полевошпатовая граувакка

выражается посредством прибавления прилагательного или прилагательных (например, «гравийно-карбонатный алевро-глино-песчаник»).

Алеврито-песчаные породы подразделяются не только на основании их структурных особенностей, но и по составу слагающего их обломочного материала. По этому признаку обычно принято выделять мономиктовые (мономинеральные), олигомиктовые и полимиктовые песчаные и алевритовые породы. К мономиктовым относят породы, состоящие на 90% (или 95%) и более из обломков одного минерала или породы. Чаще всего встречаются кварцевые пески и песчаники. Мономиктовые породы обычно возникают либо при разрушении однородной породы, либо при уничтожении всех разновидностей обломков, кроме одной, наиболее устойчивой в соответствующих условиях.

Олигомиктовые породы — термин, менее определенный. Это породы, сложенные в основном обломками двух различных минералов или пород, или обломками одного минерала и одной породы (например, песчаники, сложенные в основном обломками кварца и кремнистых пород, кварца и полевых шпатов, кварца и глауконита).

Полимиктовые породы — также термин, недостаточно определенный и трактуемый по-разному. Основной смысл, вкладываемый в него, заключается в том, что породы сложены обломками различных минералов и пород, содержащихся в соизмеримых количествах. Это по-существу породы смешанного состава, незрелые. Иногда считают, что в полимиктовых породах ни один из обломочных компонентов не составляет более 60%. Как правило, для таких пород харак-

терно значительное содержание обломков полевых шпатов, различных пород, слюд.

Перечисленные названия являются обобщающими, они характеризуют группы пород. В названии же конкретной породы обязательно должны указываться главнейшие из слагающих ее компонентов.

Существует значительное количество классификаций и номенклатур алеврито-песчаных пород по петрографо-минеральному составу обломочных зерен, обзор которых приводится в ряде работ. Наиболее распространенным и наглядным способом представления классификаций для трехкомпонентных пород являются треугольные диаграммы; некоторые из них приводятся на рис. 8-4—8-7. Иногда в графическом виде выражаются классификации и для четырехкомпонентных пород (Сиротин, 1974 г.).

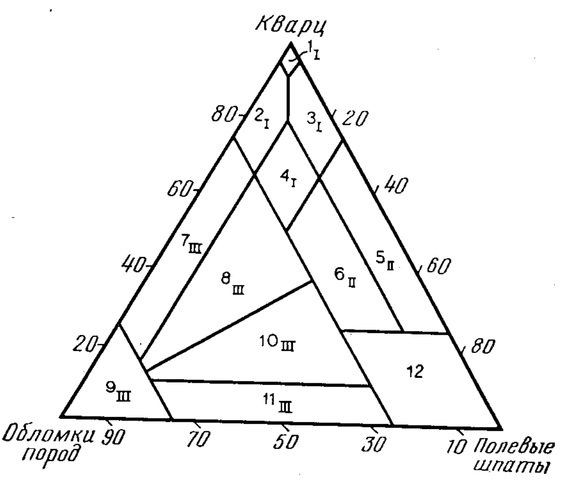


Рис. 8-5. Классификация песчаников, по В. Д. Шутову (1967 г.).

Кварцевая группа: 1_I — мономиктовые кварцевые песчаники; 2_I — кремнекласто-кварцевые песчаники; 3_I — полевошпато-кварцевые песчаники; 4_I — мезомиктовые кварцевые песчаники. Аркозовая группа: 5_{II} — собственно аркозы; 6_{II} — граувакковые аркозы. Граувакковая группа: 7_{III} — кварцевые граувакки; 8_{III} — полевошпато-кварцевые граувакки; 9_{III} — собственно граувакки; 10_{III} — кварцево-полевошпатовые граувакки; 11_{III} — полевошпатовые граувакки; 12 — поле не собственно терригенного происхождения (кристаллотуфовые накопления)

За рубежом часто пользуются не двумя самостоятельными классификациями, одна из которых основана на структурных признаках, а другая — на петрографо-минералогических, а объединенной [4]. Например, при содержании цементирующей массы менее 15% в зависимости от состава обломочной части выделяют: кварцевые арениты (обломков пород и полевых шпатов не более 5% по отдельности), аркозовые арениты (25% и более полевых шпатов, при преобладании их над обломками пород), лититовые арениты (25% и более обломков пород при преобладании их над полевыми шпатами) и субаркозы или сублитарениты (содержание полевых шпатов или обломков пород соответственно в пределах от 5 до 25% при преобладании в первом случае полевых шпатов над обломками пород, а во втором — при обратном их соотношении). При содержании же цементирующей массы более 15% выделяют: кварцевые вакки (обломков пород и полевых шпатов по отдельности менее 5%), полевошпатовые граувакки и лититовые граувакки (при содержании полевых шпатов или обломков пород соответственно в количестве более 5% и доминировании в первом случае обломков полевых шпатов, а во втором — обломков пород).

Происхождение и условия образования. Песчаные и алевритовые породы в основном сложены обломками относительно устойчивых в химическом и меха-

ническом отношении минералов и пород, образовавшихся при выветривании и эрозии магматических, метаморфических и осадочных толщ. Рассматриваемые породы образуются почти повсеместно в самых различных климатических, тектонических и фациальных обстановках. Основными факторами, обусловливающими возможность возникновения и специфику условий образования песчаных и алевритовых осадков, являются процессы механической дифференциации осадочного материала. В связи с этим выделяются четыре основные ландшафтно-динамические области накопления осадков: водораздельно-склоновая, наземно-равнинная, подводно-равнинная и удаленная от берега область проявления течений и мутьевых потоков. Две первые отвечают континентальному осадконакоплению, при котором часто значительное влияние оказывает ветер, вторые — бассейновому.

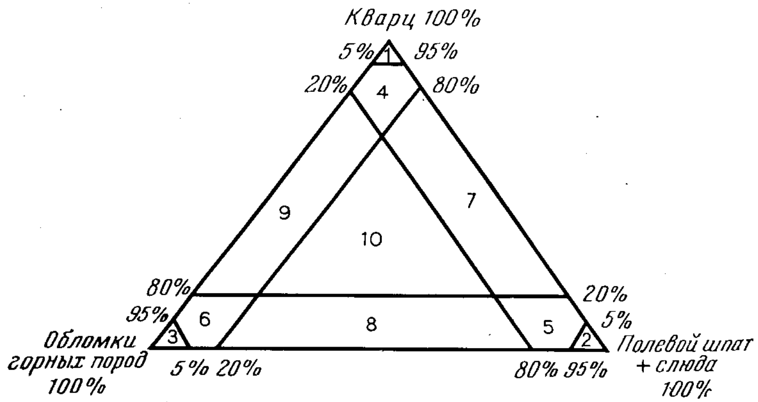


Рис. 8-6. Классификация песчаных и алевритовых пород, по Н. В. Логвиненко (1967 г.).
Мономинеральные или мономиктовые: *1* — кварцевые; *2* — полевошпатовые; *3* — литоидные. Олигомиктовые: *4* — полевошпато-кварцевые; *5* — кварцево-полевошпатовые; *6* — кварцево-литоидные. Полиминеральные: *7* — аркозовые; *8* — литоидные аркозы; *9* — граувакковые; *10* — породы смешанного состава — аркозо-граувакки

Условия образования песчаных осадков весьма разнообразны. Обычно они определяются по непереотложенным органическим остаткам, характеру косой слойчатости, особенностям гранулометрического состава, характеру седиментогенетических и диагенетических минералов, особенностям поверхностей напластования, общей палеогеографической обстановке и т. п. Выделяют донные, разнообразные прибрежные, пляжевые, озерные, речные, эоловые, флювиогляциальные и элювиальные песчаные отложения. Генетический спектр алевритовых отложений менее разнообразен. Чаще всего алевриты образуются на дне озерных, морских и океанских бассейнов, в зоне слабо подвижных вод. Нередки они среди пойменных отложений. Однако среди ледниковых, элювиальных и делювиальных осадков алевриты редки, так как для их формирования необходимо предварительное удаление песчаных и глинистых частиц. Наряду с этим к алевритовым отложениям относится широко распространенная специфическая порода (главным образом четвертичного возраста) — лёсс, образующаяся в континентальных обстановках, относительно генезиса которой пока нет единого мнения.

Хотя ведущими факторами при образовании песчаных и алевритовых осадков являются процессы механической дифференциации, контролируемые динамикой среды отложения осадочного материала, петрографо-минеральный, химический и в некоторой мере структурный состав песчаников и алевритов опреде-

-ляются типом материнских пород и интенсивностью и направленностью процессов: выветривания, седиментогенеза, диагенеза и катагенеза. При этом иногда диагенетические и катагенетические процессы широко проявляются не только в аутигенном минералообразовании, но и в удалении минералов, ставших неустойчивыми в новых условиях. Вследствие этих процессов могут образовываться даже мономинеральные породы (хотя большинство исследователей приходит к выводу, что источником их были ранее существовавшие песчаники, т. е. они являются многоцикловыми). Поэтому песчаники и алевролиты трудно рассматривать как простую смесь первоначально отложенного обломочного материала.

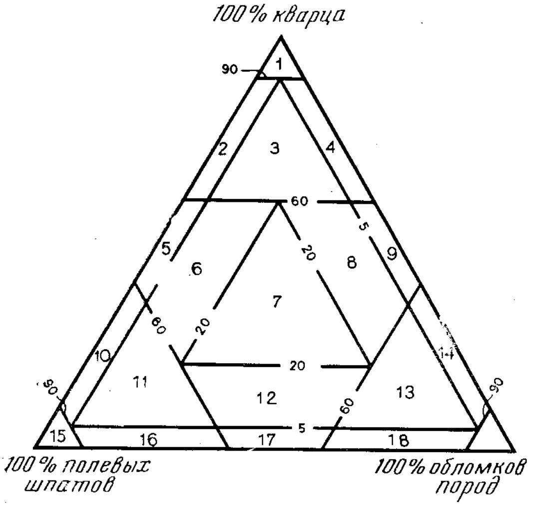


Рис. 8-7. Классификация алеврито-песчаных пород для случая, когда обломки сложены кварцем, полевыми шпатами и кремнистыми породами, по Н. Н. Верзилину (1971 г.).

1 — кварцевые; *2* — полевошпатовые кварцевые; *3* — полевошпато-кремневые кварцевые; *4* — кремневые кварцевые; *5* — полевошпато-кварцевые; *6* — кремневые полевошпато-кварцевые; *7* — полевошпато-кварцево-кремневые; *8* — полевошпато-кремнево-кварцевые; *9* — кремнево-кварцевые; *10* — кварцевые полевошпатовые; *11* — кварцево-кремневые полевошпатовые; *12* — кварцевые полевошпато-кремневые; *13* — кварцево-полевошпатовые кремневые; *14* — кварцевые кремневые; *15* — полевошпатовые; *16* — кремневые полевошпатовые; *17* — полевошпато-кремневые; *18* — полевошпатовые кремневые; *19* — кремневые.

Принципы классификации и номенклатуры остаются постоянными и для пород, сложенных любыми другими компонентами. Так, вместо кремневых, могут быть глауконитовые, лититовые, граувакковые песчаники и все соответствующие производные («полевошпато-кварцевые граувакковые песчаники», «граувакко-кварцевые песчаники» и т. п.). Для более чем трехкомпонентных пород названия образуются аналогично, увеличивается лишь количество слов, из которых слагается соответствующее составное прилагательное. Например, «глауконит-полевошпат-кремневые кварцевые песчаники» (кварца более 60%, остальные компоненты — примеси, содержащиеся по отдельности более 5%), «слюдисто-полевошпатовые глауконит-кремнево-кварцевые песчаники» (обломков глауконита, кремнистых пород и кварца по отдельности больше 20%, а слюды и полевых шпатов менее 20%, но более 5%). Во всех сучаях названия компонентов располагаются в порядке увеличения их содержания

Общая характеристика. Цвет песчаных пород весьма разнообразен. Он определяется как окраской самих обломков, так и цветом цементирующего их вещества. В случае отсутствия, незначительного содержания или неокрашенности цементирующего материала породы кварцевого состава обычно почти белого цвета, при значительном содержании полевых шпатов — розового, при обилии обломков эффузивных пород — серого, а при значнтельном содержании глауконита — зеленого цвета. Окраска цементирующего материала может полностью затушевывать окраску обломочной составляющей. Такое явление наблюдается в широко распространенных красноцветных и пестроцветных породах, окраска которых, как правило, определяется цветом глинистых минералов цемента или железистой пленки вокруг зерен.

Излом, отмечающийся у сцементированных разностей песчаных и алевритовых пород, определяется характером цементирующего материала, зерни-

стостью породы, ее текстурными особенностями, направлением скола. Характерной особенностью поверхности излома является обычно четкая ее зернистость, шероховатость. Чаще всего излом неровный в направлении, не совпадающем с напластованием или поверхностью косых слойков, реже, в основном у алевритовых пород, раковистый. Для лёссов характерны столбчатая отдельность и значительная пористость.

Особенностью алеврито-песчаных пород является частое присутствие в них специфических текстур. Это прежде всего разнообразные косослойчатые текстуры, знаки ряби, градационная слоистость, а также следы жизнедеятельности организмов, гиероглифы, следы оползания осадков, нептунические дайки. Все эти признаки, хотя и не всегда интерпретируются одинаково, имеют очень большое значение при выяснении генезиса отложений, и потому им посвящена обширная литература [4 и др.].

Минералы, которые встречаются в песчано-алевритовых породах в виде обломочных зерен соответствующей размерности, могут быть основными (породообразующими), второстепенными и акцессорными. Породообразующими компонентами, как правило, являются кварц, полевые шпаты, реже обломки пород. Второстепенными могут быть слюды, обломочный глауконит и разнообразные обломки скелетов организмов. Иногда считают, что основные компоненты содержатся в количестве более 10%, а второстепенные — от нескольких (1—3%) до 10%. Однако целесообразнее к основным относить компоненты, которые участвуют в названии породы (т. е. присутствуют в количестве более 5%), а к второстепенным — содержащиеся в виде примеси. Естественно, в конкретных породах минералы, обычно встречающиеся в виде второстепенных (и даже акцессорных), могут быть породообразующими, и наоборот. Акцессорные минералы чаще всего представлены ильменитом, магнетитом, цирконом, рутилом, гранатами, турмалином, дистеном, ставролитом, минералами группы эпидота, апатитом и другими тяжелыми минералами. В современных осадках часто в значительном количестве (иногда даже в ранге второстепенных и основных минералов) встречаются амфиболы, пироксены, реже оливин.

Аутигенные минералы слагают цемент песчаников и алевролитов, который обычно бывает глинистым, карбонатным, кремнистым (из вторичного кварца, опала, кварцина, халцедона), железистым или полиминеральным: глинисто-карбонатным, железисто-глинистым и др. Иногда цемент слагается сульфатными, фосфатными и другими минералами. Помимо этого, в цементе или порах пород могут содержаться аутигенные акцессорные минералы: гидроокислы железа (в основном гётит), пирит, марказит, лейкоксен, целестин, флюорит, цеолит и др., вплоть до аутигенных полевых шпатов, турмалина, гранатов.

Под цементом песчано-алевритовых пород обычно понимают содержащийся в них хемогенный или глинистый материал, скрепляющий обломки между собой. Классификации цементов многочисленны и разнообразны. Обычно цементы подразделяют: по составу материала (глинистый, карбонатный и т. д.); по соотношению его с цементируемым материалом (базальный, поровый, соприкосновения, крустификационный); по взаимодействию с цементируемым материалом (коррозионный, регенерационный); по структуре (аморфный, тонкоагрегатный, полиморфный, кристаллическизернистый); по времени образования (первичный, вторичный). Такие классификации цементирующего материала обычно в равной мере могут использоваться при описании собственно песчаных или алевритовых пород и соответствующих смешанных пород. Лишь в породах, в которых обло-

мочного материала меньше, чем цементирующего, не может быть цемента порового или соприкосновения, для них характерен базальный цемент. Напротив, если считать, что базальный цемент должен преобладать над обломками, он не может выделяться при описании собственно песчаных и алевритовых пород.

Химический состав алеврито-песчаных пород, хотя и зависит от их минерального и петрографического состава, в целом характеризуется высоким содержанием кремнезема. Так, средние содержания его даже в граувакковых и лититовых песчаниках находятся в пределах 66—67%, в аркозовых — около 77%, а в кварцевых 95%. Для граувакковых песчаников характерно повышенное содержание окислов алюминия (13,5%), а для лититовых — CaO (6,2%) и CO_2 (5,0%) (табл. 8-3).

Таблица 8-3

Средние химические составы основных классов песчаников и состав среднего песчаника, по Петтиджону [4]

Окислы	Кварцевые	Лититовые	Граувакки	Аркозы	Средний песчаник		
					А	Б	В
SiO_2	95,4	66,1	66,7	77,1	78,66	84,86	77,6
Al_2O_3	1,1	8,1	13,5	8,7	4,78	5,96	7,1
Fe_2O_3	0,4	3,8	1,6	1,5	1,08	1,39	1,7
FeO	0,2	1,4	3,5	0,7	0,30	0,84	1,5
MgO	0,1	2,4	2,1	0,5	1,17	0,52	1,2
CaO	1,6	6,2	2,5	2,7	5,52	1,05	3,1
Na_2O	0,1	0,9	2,9	1,5	0,45	0,76	1,2
K_2O	0,2	1,3	2,0	2,8	1,32	1,16	1,3
H_2O^+	0,3	3,6	2,4	0,9	1,33	1,47	1,7
H_2O^-	—	0,7	0,6	—	0,31	0,27	0,4
TiO_2	0,2	0,3	0,6	0,3	0,25	0,41	0,4
P_2O_5	—	0,1	0,2	0,1	0,08	0,06	0,1
MnO	—	0,1	0,1	0,2	Сл.	Сл.	0,1
CO_2	1,1	5,0	1,2	3,0	5,04	1,01	2,5
SO_3	—	—	0,3	—	0,07	0,09	—
S	—	—	0,1	—	—	—	Сл.
BaO	—	—	—	—	0,05	0,01	Сл.
C	—	—	0,1	—	—	—	Сл.
Сумма	100,7	100,0	100,4	100,0	100,41	99,86	100,0

А — химический анализ средней пробы из 235 образцов песчаников. Б — химический анализ средней пробы из 371 образца стронтельных песчаннков. В — расчетный состав: 26 частей средней граувакки, 25 частей среднего лититового песчаника, 15 частей среднего аркозового песчаника, 34 части среднего кварцевого песчаника.

В некоторых генетических типах песчано-алевритовых пород нередко присутствуют органические остатки, обычно являющиеся наиболее надежными индикаторами условий отложения осадков. Особенно часто встречаются остатки фауны в морских и озерных отложениях, реже в речных. Обычно это остатки раковин разнообразных моллюсков, а в озерных и речных отложениях также иногда скопления костей позвоночных, обломки окаменелой древесины. Наоборот, для эоловых, флювиогляциальных и элювиально-делювиальных образований характерно отсутствие органических остатков. Однако при использовании данных об органических остатках для выяснения условий образования вмещающих их пород необходимо помнить, что они (представляя собой танатоценоз) могли быть захоронены не на месте обитания древних организмов и не соответство-

вать биоценозу, а в ряде случаев являются даже переотложенными из более древних отложений. В связи с этим условия обитания ископаемых организмов и обстановка накопления вмещающих их остатки отложений часто могут существенно различаться. В какой-то мере от условий образования песчаных осадков зависит и их минеральный состав.

Специфические методы исследования. Специфическими методами исследования алеврито-песчаных пород являются гранулометрический, минералогический и текстурный анализы.

Структурные особенности песчаных пород определяются при помощи гранулометрического анализа, который осуществляется ситовым, седиментационным способом и в шлифах. Результаты гранулометрического анализа представляются графически в виде гистограмм, кривых распределения, кумулятивных кривых, треугольников или в цифровом выражении в виде гранулометрических коэффициентов. Сопоставление гранулометрических коэффициентов дает возможность судить о динамике среды отложения осадков и следовательно об их генезисе. Для определения генезиса песков по их гранулометрическому составу предложен целый ряд генетических (вернее, динамических) диаграмм.

Для определения фациальной принадлежности осадков (водного или эолового их происхождения) может применяться также изучение соотношения гранулометрического состава тяжелых и легких минералов в одном и том же образце [2].

Важной характеристикой условий отложения и транспортировки песчаного материала является форма зерен, их окатанность и характер поверхности, которые могут изучаться и интерпретироваться разнообразными методами.

При изучении вещественного состава алеврито-песчаных пород значительный интерес представляет изучение состава акцессорных (тяжелых) минералов и типоморфных особенностей легких и тяжелых минералов, что позволяет устанавливать расположение и характер областей сноса, направление переноса материала, условия отложения осадков, рельеф дна бассейна седиментации и т. д.

Характерным признаком песчаных пород является частое присутствие в них косослойчатых текстур, изучение морфологических типов которых позволяет сделать заключения о генезисе отложений, а выяснение преобладающего наклона косых слойков — о направлении движения среды отложения осадочного материала. Замеры производятся в поле, затем, в случае нарушенного залегания, редуцируются и строятся розы-диаграммы.

Диагенетические изменения. Существует много доказательств сложных постседиментационных изменений алеврито-песчаных осадков, однако хотя существование таких преобразований признается большинством геологов, относительно масштабов и интенсивности изменений исходного обломочного материала в процессе диагенеза существуют различные мнения [4 и др.]. Иногда даже полагают, что современный минеральный состав осадочных пород лишь очень слабо напоминает состав первичного обломочного материала.

Наилучшими доказательствами проявления диагенеза согласно некоторым исследователям являются: «1) степень и существо различий между современными и древними песками и 2) присутствие структурных элементов, особенно псевдоморфных замещений, прямо указывающих на процессы постседиментационного изменения породы» [4]. Главными диагенетическими изменениями алеврито-песчаных пород обычно принято считать: 1) карбонатную цементацию, 2) цементацию кремнеземом, 3) изменения вулканокластов, 4) образование ак-

цессорных диагенетических минералов (полевых шпатов, окислов железа, гипса или ангидрита, глинистых минералов, сульфидов и др.).

Области применения и связь с другими полезными ископаемыми. Экономическое значение песчаных пород очень велико. Они широко используются в стекольной и керамической промышленности, в строительстве (для производства бетона, штукатурки и т. п.; при мощении дорог; крепкие песчаники используются для кладки стен, облицовки, как бутовый камень), в качестве формовочных, абразивных, кислотоупорных, огнеупорных, фильтрующих и других материалов. В песчаных отложениях присутствуют промышленные россыпные месторождения золота, платины, алмазов, ильменита, циркона, вольфрамита и других минералов и месторождения инфильтрационного и биохемогенного происхождения меди, ванадия, урана, фосфоритов, глауконита. Песчаные породы являются главнейшими резервуарами месторождений нефти, газа и подземных вод.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко Н. А.* К вопросу выделения смешанных осадочных пород в верхнем мелу Волгоградского Правобережья. Саратов, Изд-во Сарат. ун-та, 1980, с. 108—117.

2. *Верзилин Н. Н., Окнова Н. С.* Принцип гидравлической эквивалентности и его использование при палеогеографических реконструкциях. — Вестник ЛГУ, 1977, № 6, с. 12—23.

3. *Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М., Мир, 1974. 272 с.

4. *Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.* Пески и песчаники. М., Мир, 1976. 535 с.

5. *Шминке Н. Д.*, К методике систематизации и обработки результатов гранулометрического анализа миогокомпонентных смешанных пород. — В кн.: Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья, вып. 9, ч. 1, Саратовский ун-т, 1974, с. 21—34.

Глава 9

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Общая характеристика. Глинистые породы характеризуются полиминеральностью и высокой дисперсностью. Главными породообразующими минералами их являются силикаты и алюмосиликаты (т. н. глинистые минералы) с размерами индивидуальных частиц менее 0,001 мм. Достоверно оценить распространенность глинистых пород трудно, так как в природе существует много переходных типов осадочных, вулканогенно-осадочных и осадочно-метаморфизованных пород, содержащих большое количество глинистых частиц. Глинистые породы составляют 65% всех осадочных пород фанерозоя. Содержание глинистых пород в докембрии выше, так как общее содержание глинистых пород в земной коре (фанерозой+докембрий) оценивается в 81% (Г. Гаррелс, Ф. Маккензи, 1972 г.).

По степени уплотнения глинистые породы образуют ряд: глины — уплотненные глины — аргиллиты — сланцеватые аргиллиты — глинистые сланцы*. В этом ряду только глины и уплотненные глины обладают пластичностью и обменными свойствами. Пластичность глин определяется способностью тонкодисперсных и

* Глинистые илы здесь не упоминаются, так как они являются осадками, а не породами.

плохоокристаллизованных глинистых минералов адсорбировать воду. Обменная способность глин связана также с наличием электрического заряда на базальных плоскостях структур глинистых минералов, что позволяет им удерживать наряду с молекулами воды анионы и катионы. В ряду уплотнения уменьшается пластичность, снижается обменная способность и способность к набуханию, затрудняется размокание, меняется характер излома и появляются признаки сланцеватости и кливажа.

Глинистые породы залегают в виде слоев, прослоев, линзообразных залежей различной мощности. Кроме этого глинистые минералы могут концентрироваться в виде налетов, примазок, корок, стяжений, цементов и псевдоморфоз по различным минеральным и органическим остаткам. Макроскопически многие глины представляют собой землистые массы, часто жирные на ощупь. Плотные криптомерные породы (аргиллиты, глинистые сланцы) плитчаты или сланцеваты. Излом глинистых пород зависит от степени дисперсности, степени уплотнения и примесей. Излом глин — гладкий, раковистый, землистый, при наличии алевритовых и песчаных примесей — неровный и шероховатый. Излом аргиллитов — оскольчатый, шероховатый, занозистый. Отдельность глинистых пород часто бывает связана со слоистостью. Слоистые глины (при высыхании) и аргиллиты обладают плитчатой отдельностью, неслоистые — комковатой, угловатой, скорлуповатой. Цвет глинистых пород связан с окраской породообразующих минералов и минеральных и органических примесей. Цвет пород белый, серый, темно-серый до черного (с примесью битуминозного или углистого вещества), зеленовато-серый, различных оттенков желтого, красного и коричневого цветов (с примесью окисного железа в различной минеральной форме).

Гранулометрическая характеристика глинистых пород может быть получена различными методами гранулометрического анализа, результаты которых зависят от способа диспергации и способа подготовки пород к анализу. Достоверность определения процентного содержания глинистых частиц того или иного размера уменьшается с усилением цементации, с агрегизацией глинистых частиц, с неоднородностью минерального состава, поэтому при приведении гранулометрических характеристик необходима ссылка на методику их получения. Единой гранулометрической границы между глинами (пелитами) и алевритами нет. К глинистым породам относятся или породы, содержащие более 50% частиц менее 0,005 мм, или породы, содержащие более 50% частиц не менее 0,01 мм [10], или породы, содержащие более 50% частиц менее 0,002 мм. Во всех случаях гранулометрическая характеристика позволяет выделять глинистые породы с бóльшим содержанием частиц менее 0,001 мм (тонкие пелиты) и с меньшим (грубые пелиты). Пелитовая структура глинистых пород, определяемая размером отдельных частиц или их агрегатов, дополняется изучением пород в шлифах. В зависимости от размера, формы и величины частиц или их агрегатов устанавливаются микроструктуры ориентированные — микрослоистая (параллельная, прерывистая, волнистая), сегрегационная, алевропелитовая и др.; неориентированные — колломорфная, хлопьевидная, ооидная, спутанноволокнистая, брекчиевидная и др. Детальная характеристика ориентированных микроструктур глинистых пород дается при одновременном использовании оптического и рентгеновского методов изучения (Ц. М. Райтбурд, В. И. Муравьев, 1962 г.). Микростроение глинистых пород может изучаться и с помощью электронного микроскопа методом реплик со скола свежей поверхности. Особо выразительные картины получаются в сканирующем микроскопе. Наряду с ориентированными

микроструктурами частичной или нарушенной ориентировки, устанавливаются микроструктуры коагуляционные (структура пчелиных сот и др.). Все микроструктурные признаки используются как для генетических целей, так и для выяснения целого ряда технологических качеств.

Минеральный состав глинистых пород определяется прежде всего типом породообразующего силиката или наличием нескольких силикатов. Количество породообразующих силикатов невелико, если учитывать только минеральные виды или принадлежность к определенной минеральной группе. В глинах распространены минералы группы каолинита, гидрослюд, монтмориллонита, хлорита, пирофиллита, вермикулита, палыгорскита и сепиолита, а также смешанно-слойные образования. Детализация состава связана с определением различных представителей изоморфных рядов в каждой группе (гидрослюды железистые и алюминиевые, монтмориллониты железистые и алюминиевые, хлориты железистые и магнезиальные и т. п.), с определением политипных модификаций (политипы гидрослюд, хлоритов) с выделением различных разновидностей по степени структурного совершенства (структурный типоморфизм каолинита и др.) и с идентификацией и расшифровкой структур смешанно-слойных образований. Кроме различных вариантов смесей кристаллических слоистых силикатов могут присутствовать аморфные силикаты (аллофаноиды), кристаллические и аморфные окислы и гидроокислы кремния (кварц, кристобалит, опал), окислы и гидроокислы железа, марганца и алюминия, карбонаты, сульфаты, фосфаты, галоиды, каркасные силикаты (цеолиты, полевые шпаты) и др. Аллотигенная примесь в глинистых породах бывает сложена обломочными зернами кварца, щелочных полевых шпатов, пластинками мусковита и хлорита, устойчивыми акцессорными минералами, обломками горных пород, причем количество обломочных зерен уменьшается с уменьшением размера частиц. Исключением бывает кварц, количество которого и во фракциях менее 0,001 мм может быть значительным. Весьма разнообразен органический материал глинистых пород. Это обломки растительных частиц различной степени углефикации или рассеянное и сконцентрированное (линзы, прослои и т. п.) органическое вещество.

Химический состав глинистых пород определяется типом основного породообразующего минерала. Обычно химический состав валовой пробы отличается от состава фракции менее 0,001 мм, где сконцентрированы тонкодисперсные силикаты. Кроме того, в силу полиминеральности глинистых пород, разнообразия примесей и различной их дисперсности, химизм валовой пробы и тонких фракций может отличаться от химизма отдельных минералов и их искусственных смесей. Главными породообразующими окислами являются SiO_2, Al_2O_3, H_2O, FeO, Fe_2O_3, MgO, K_2O и Na_2O. В подчиненном количестве присутствуют TiO_2, CaO, MnO. Необходимо раздельное определение низкотемпературной (—110 °С) и структурной воды (+110 °С) для характеристики глинистого компонента породы. Содержание P_2O_5, SO_3, CO_2 и $C_{орг}$ связано с неглинистыми примесями. Кроме основных компонентов глинистые породы содержат так наз. поглощенные ионы. Способность удерживать ионы различного заряда (катионы и анионы) объясняется в основном поверхностными энергетическими свойствами отдельных силикатных кристаллов и их агрегатов. Наиболее распространенными поглощенными катионами являются Ca^{+2}, Mg^{+2}, H^{+1}, Na^{+1}, K^{+1}, анионами — PO_4^{-3}, SO_4^{-2}, Cl^{-1}. Сумма поглощенных ионов носит название поглощенного, или обменного комплекса, так как адсорбированные ионы могут при соответствующих обработках заменяться другими. Количественно емкость поглощения зависит от

типа основного глинистого минерала и от ряда примесей (цеолиты, органическое вещество). Практическое значение поглощенного комплекса состоит в его влиянии на пластичность и адсорбционные свойства глин, а генетическое — в попытках использования качественной и количественной ионной характеристики при уверенности в отсутствии постседиментационных изменений для фациальной интерпретации. Особый подход к изучению химизма глинистых пород связан с определением малых элементов. Качественный и количественный анализ ассоциаций малых элементов и рядов подвижности может использоваться для детальной характеристики физико-географических обстановок седиментации [2, 10].

Вопросы классификации. Классификации глинистых пород основаны на их минеральном составе, генезисе, физико-механических свойствах. Классификация по минеральному составу строится обычно на основе треугольной диаграммы с выделением основных минеральных типов — каолинитовый, гидрослюдистый, монтмориллонитовый (гумидный литогенез) или на основе тетраэдра — каолинитовый, гидрослюдистый, хлорит-монтмориллонитовый, палыгорскитовый (аридный литогенез). По генезису выделяются элювиальные глины и глины, образующиеся в различных обстановках континентального и морского осадконакопления. Часто используются классификации глинистых пород, которые связаны с конкретными инженерными задачами, например, классификация по огнеупорности или для инженерно-геологических целей (В. Д. Ломтадзе, 1970; J. E. Gillot, 1968 г.).

Минеральные типы глинистых пород. Каолинитовые глинистые породы сложены каолинитом различного структурного совершенства. Примесями, кроме гидрослюды и кварца, могут быть аллофан, галлуазит, гиббсит, гидроокислы железа, алунит, монтмориллонит, хлорит, пирит, сидерит, ильменит, анатаз, щелочные полевые шпаты, органическое вещество. Основными представителями каолинитовых пород являются каолины первичные и вторичные, сухарные глины, флинтклеи, тонштейны. Первичные каолины — образования коры выветривания (В. П. Петров, 1967 г.), где у каолинита наблюдается низкая степень совершенства структуры [8], а характер минералов-примесей определяется в основном реликтовыми минералами материнских пород (кварц, микроклин, гидратированные слюды, ильменит и т. д.). Вторичные каолины — переотложенные каолинитовые глины. В случае природного обогащения при переносе и седиментации могут быть более высокодисперсны и мономинеральны. Плохо размокающие сухарные глины, сформированные каолинитом высокой степени структурного совершенства, связаны с отложениями угленосных лимнических формаций. Флинтклеи — каолинитовые неразмокающие аргиллиты лимнических и паралических угленосных формаций. Более часты биминеральные глины с каолинитовой основой — гидрослюдисто-каолинитовые, монтмориллонит-каолинитовые, а также полиминеральные глины и аргиллиты, где каолинит является преобладающим минералом. Каолинитовые глинистые породы обладают высокой огнеупорностью с температурой плавления выше 1700 °С и температурой спекания в интервале 1300—1400 °С.

Каолинитовым глинам свойственно отсутствие или крайне низкое содержание щелочей, малое количество адсорбционной воды ($H_2O^{+110°} > H_2O^{-110°}$), отношение молекулярных количеств $SiO_2 : Al_2O_3 \approx 2$. Термический анализ каолинитовой породы всегда фиксирует большую амплитуду эндотермического эффекта, связанного с потерей OH-ионов в интервале 550—600°, нежели низкотемпературного эндотермического эффекта, связанного с потерей молекулярной воды, и обяза-

тельное присутствие резкого экзотермического эффекта при 900—1000 °С. Рентгеновский анализ показывает основные рефлексы каолинита с межплоскостными расстояниями (10^{-1} нм) 7,0; 3,5; 2,33; 1,49. Величина светопреломления агрегатов в пределах 1,560—1,570, а двупреломление порядка 0,005—0,01. Электронная микроскопия при обычиой съемке на просвет позволяет видеть псевдогексагональные кристаллы каолинита с четкими очертаниями.

Монтмориллонитовые глины. Сложены минералами группы монтмориллонита, самым распространенным из которых является железисто-алюминиевый. Примеси образованы гидрослюдами, смешаннослойными образованиями, кварцем, опалом, карбонатами, цеолитами, полевыми шпатами, хлоритом, гидроокислами железа и пирокластическим стекловатым материалом. Монтмориллонитовые глины кор выветривания связаны обычно с массивами ультрабазитов, однако могут образовываться и при формировании коры выветривания по осадочным породам.

Монтмориллонитовые глины образуются при переотложении материала кор выветривания и при преобразовании вулканического материала в условиях диагенеза. Они обладают высокой дисперсностью, пластичностью, способностью к набуханию и образованию устойчивых водных суспензий. С высокими адсорбционными свойствами монтмориллонитовых глин связаны некоторые их названия — отбеливающие, сукновальные и т. д. Монтмориллонитовые быстроразбухающие глины пеплового генезиса называют бентонитами. К флоридинам относят монтмориллонитовые глины с меньшей способностью к разбуханию. Характеризуются монтмориллонитовые породы низким содержанием щелочей, высоким содержанием низкотемпературной воды, отношением молекулярных количеств $SiO_2 : Al_2O_3 = 3—6$. Содержание окислов железа, магния, марганца, хрома и др. может быть различным. Термический анализ фиксирует большую амплитуду низкотемпературного эндотермического эффекта по сравнению с эндотермическими эффектами после 500 °С и S-образный перегиб в области 800—900 °С, связанный с формированием шпинели. Рентгеновский анализ показывает серию базальных отражений, кратных 1,2—1,4 нм, которые изменяются при различных видах обработки. Препараты из монтмориллонитовых глин характеризуются значительной величиной двупреломления (~0,03) и большим разнообразием светопреломления (1,48—1,57). Существенным признаком преобладания монтмориллонита в породе является формирование устойчивой суспензии, быстрое поглощение красителей, разбухание. Электронный снимок на просвет позволяет устанавливать различные морфологические (и генетические) типы монтмориллонита из глинистых пород — облаковидные с размытыми краями, агрегатные, пластинчатые, угловатые и изогнутые (пепловые).

Гидрослюдистые глины обычно сложены гидрослюдой мусковитового типа и содержат несколько процентов окиси калия. Примеси образованы каолинитом, монтмориллонитом, смешаннослойными образованиями, хлоритом, кварцем, окислами железа, гидратированными слюдами, карбонатами и т. д. Гидрослюдистые глинистые породы отличаются наибольшим распространением и разнообразием генетических типов. Наряду с глауконитовыми глинами морских отложений, к ним относятся гидрослюдистые аргиллиты и сланцы, связанные с интенсивными постдиагенетическими преобразованиями глинистых осадков. По адсорбционным свойствам и огнеупорности гидрослюдистые глинистые породы занимают промежуточное место между каолинитовыми и монтмориллонитовыми глинистыми породами.

Гидрослюдистые глинистые породы характеризуются обязательным присутствием щелочей (4—8%) с обычным преобладанием окиси калия над окисью натрия, отношением молекулярных количеств $SiO_2:Al_2O_3=2—4$. Количество низкотемпературной воды ($H_2O^{-110°}$) равно или меньше количества высокотемпературной. Поведение при нагревании обычно сопровождается более значительной потерей веса, связанной с низкотемпературным эндотермическим эффектом до 200 °С, и деформацией кривой нагревания без значительной потери веса после 800 °С. Рентгеновский анализ показывает характерные отражения с межплоскостными расстояниями (10^{-1} нм) кратными 10 и величину $d_{060}=1{,}500—1{,}520$. В электронном микроскопе при съемке на просвет видны различные морфологические типы частиц — изометричные, угловатые, пластинчатые, щепковидные с четкими и размытыми контурами.

К более редким минеральным типам глинистых пород относятся палыгорскитовые (аттапульгитовые), хлоритовые, пирофиллитовые и вермикулитовые глинистые породы.

Палыгорскитовые глины сложены палыгорскитом с примесью монтмориллонита, сепиолита, гидрослюд, смешаннослойных образований, карбонатов, цеолитов. Палыгорскитовые глины в корах выветривания связаны с массивами габбро-диоритового состава, а седиментогенные палыгорскиты образуются по неустойчивому вулканогенному материалу в современных океанических и в ископаемых морских и озерных отложениях аридного литогенеза. Характерные игольчатые и волокнистые кристаллы палыгорскита (аттапульгита) видны на электронномикроскопических снимках.

Пирофиллитовые глинистые породы встречаются в разрезах осадочных пород докембрия, интенсивно измененных постдиагенетическими процессами. Обычно это пирофиллитовые сланцевые аргиллиты и сланцы с кварцем, хлоритом, гидрослюдой мусковитового типа.

Хлоритовые глинистые породы свойственны отложениям эвапоритовых формаций, где с магнезиальным хлоритом распространены смешаннослойные минералы — корренсит, гидрослюды, монтмориллонит, палыгорскит. Иногда с магнезиальным хлоритом в глинистых нерастворимых остатках карбонатных и соляных пород устанавливается тальк, а в хлоритовых глинистых породах, эпигенетически преобразованных, обнаружен серпентин.

Вермикулитовые глинистые образования обычно связаны с гидротермальным процессом, а в почвах и корах выветривания и в современных осадках вермикулит встречается в виде незначительной примеси.

Глины смешанного состава могут быть двух-, трех и поликомпонентными. Определение минерального типа глинистой породы возможно при количественной оценке с точностью 5—10%. Встречаются глинистые породы гидрослюдисто-каолинитовые, монтмориллонит-каолинитовые, монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые, хлорит-гидрослюдистые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, палыгорскит-монтмориллонитовые, хлорит-монтмориллонитовые и т. п. Редкие серпентин(антигорит)-хлоритовые породы свойственны офиолитовым формациям. Основные глинистые минералы (монтмориллонит, каолинит, гидрослюда, хлорит) могут входить в состав пород не только в виде индивидуальной минеральной фазы, но и в виде смешаннослойного образования. Иногда в природе образуются глинистые породы с весьма устойчивым количественным соотношением основных породообразующих минералов. Примером такой природной ассоциации, придающей глинистой породе определенные керамические свойства,

являются гидрослюдисто-каолинитовые (1 : 2) глины Часов-Ярского месторождения (Донецкая область).

Генезис. Вопрос о генезисе глинистых пород может рассматриваться на базе фациального анализа с использованием основных представлений минералогии и кристаллохимии. Среди глинистых минералов выделяются три генетических типа: а) обломочные (терригенные) или унаследованные, аллотигенные; б) трансформированные; в) новообразованные.

Первый тип глинистых минералов непосредственно связан с материалом кор выветривания или с измельченным материалом коренных пород. Зависит он от материнского вещества пород, климатических условий, способа и длительности переноса [9]. Примером глинистых пород, которые являются ассоциациями глинистых аллотигенных минералов, вероятно могут быть моренные глины, хотя не исключена частичная трансформация тонкодисперсных силикатов при трении.

Второй тип глинистых минералов возникает при преобразовании первичных глинистых минералов с сохранением структуры (изоморфная трансформация с изменением химического состава, изменение степени структурного совершенства) или с изменением структуры (полиморфная трансформация). Трансформация может быть положительной (аградация) и отрицательной (деградация). К деградации относятся преобразования, связанные с выносом катионов, с уменьшением заряда слоя, который уравновешивается межслоевыми катионами с разупорядочением структуры. К деградации можно отнести разупорядочение каолинитов при транспортировке (Ю. П. Казанский, 1976 г.), преобразование биотита в монтмориллонит через смешанослойные образования хлоритового, слюдистого и вермикулитового типов и т. д. К аградации относятся преобразования, связанные с приобретением катионов, с увеличением заряда слоя, с упорядочением структуры (Ж. Милло, 1968 г.). К аградации (Н. Д. Зхус, 1958 г.) [3] относится преобразование монтмориллонита в гидрослюду через серию смешанослойных образований, мусковитизация гидрослюды, стабилизация разбухающих смешанослойных структур. Поскольку трансформация может представлять собой преобразование, связанное с диффузией катионов при сохранении элементов первоначальной структуры, то она может распространяться и на другие виды силикатов при глинообразовании. Так, явление трансформации привлекается при характеристике природы каолинизации полевых шпатов в корах выветривания для ряда: каркасный силикат — слоистый силикат [6, 8], а также при преобразовании слоистых силикатов в гидротермальных условиях.

Третий тип глинистых минералов — минералы новообразованные, синтезированные из природных растворов. К таким минералам относится каолинит сухарных глин и каолинит цементов в пористых породах, глауконит, монтмориллонит бентонитовых глин, палыгорскит и т. п. Формирование аутигенных (новообразованных и трансформированных) глинистых минералов происходит в почвах и корах выветривания, в гидротермальных условиях, при фумарольно-сольфатарной деятельности, в условиях болотной, озерной, лагунной и морской седиментации. Конкретный механизм аутигенеза может быть различным. Это может быть синтез из раствора или в присутствии раствора с использованием первичной твердой фазы или ее части в виде матрицы или в виде затравки. В случае мономинеральности доказательством синтеза из раствора является высокая степень совершенства структуры глинистого минерала. Аутигенные

глинистые минералы образуются и при постседиментационных изменениях глинистых пород на различных стадиях, т. е. глинистые породы могут рассматриваться как парагенетические ассоциации, устойчивые в термодинамических условиях конкретных стадий осадочного процесса (С. Г. Саркисян, 1972 г.; S. Sarkisyan and D. Kotelnikov, 1972 г.).

Генетические типы пород. Элювиальные глинистые породы образуются в стадию гипергенеза. Это глинистые образования древних и современных кор выветривания, современных и ископаемых почв, а также глины, связанные с карстом. Характер элювиальных глин зависит от климата и состава материнских пород. В гумидном климате при выветривании гранитоидных пород формируются каолинитовые глины, а при выветривании железо-магниево-алюмосиликатных пород — хлорит-монтмориллонитовые глины. В корах выветривания терригенных пород обычно формируются гидрослюды и смешаннослойные образования, а глины, образующиеся при выщелачивании карбонатных пород и заполняющие карстовые полости, чаще всего монтмориллонитового состава. Глинистая составляющая почв полиминеральна.

В континентальных условиях формируются глины ледниковые (моренные), эоловые, пролювиальные, делювиальные, речные (русловые, пойменные, старичные, дельтовые), болотные, озерные (пресноводных и солоноватоводных водоемов) [10]. Как правило, глины континентальных отложений полиминеральны и их состав в основном определяется материалом областей сноса. В аридных и нивальных условиях глинистые породы образованы смесями гидрослюды, хлорита и монтмориллонита. В гумидных условиях, где материал подвергался длительному и устойчивому выветриванию, в глинистом материале обязателен терригенный каолинит. Мономинеральные или олигомиктовые глины образуются в континентальных условиях только в случае постседиментационного изменения терригенного материала или постседиментационного аутигенеза. Так, глины лагун и озер с повышенной соленостью (аридный литогенез) — монтмориллонитовые с примесью магнезиальных силикатов — хлорита, корренсита, палыгорскита, сепиолита и талька, а лагунно-озерные глины гумидного литогенеза — каолинитовые (подугольные и межугольные глины, сухарные глины). Эоловый разнос вулканического пепла над континентами также является фактором, стимулирующим аутигенез (тонштейны угленосных отложений, монтмориллонитовые и цеолитовые отложения озер).

В морских отложениях состав глинистых осадков определяется сносом с континента, подводной и прибереговой вулканической деятельностью и процессами постседиментационной переработки. Глинистые отложения приконтинентальной части морей и океанов обычно полиминеральны и отражают состав взвесей, поступающих с прилегающего континента, а состав глинистого материала центральной части океана зависит от эолового заноса терригенного и вулканогенного материала, разноса течениями и преобразования пирокластики в диагенезе (формирование монтмориллонита и цеолитов в красной глубоководной глине). Ископаемые глинистые морские отложения обычно полиминеральны и сложены гидрослюдой, хлоритом, каолинитом и монтмориллонитом в различных соотношениях. В случаях интенсивной аутигенной переработки первичного материала могут возникнуть олигомиктовые и мономинеральные глинистые породы, например, бентонитовые прослои в мел-мергельных отложениях верхнего мела Европы, глауконитсодержащие глинистые породы рифейского и более молодого возраста и т. п.

Постседиментационные изменения. Изменения глинистого материала, как отмечалось выше, могут идти еще при транспортировке [9], однако наиболее существенное преобразование начинается с момента отделения осадка от придонного слоя воды новым свежесформированным осадком. Эти изменения относятся к стадии диагенеза и с ними связана постепенная потеря так называемой свободной воды, приводящая к уплотнению осадка и уменьшению пористости. Потеря воды сопровождается коллоидно-химическими процессами старения коллоидов и процессами кристаллизации. Провести четкую границу между минералообразованием и минералопревращениями в диагенезе и катагенезе трудно, но интенсивность и характер диагенетических реакций связаны с присутствием в осадке реакционноспособных минералов или обломков пород, реакционноспособного органического вещества, с качеством порового или илового раствора. Фациально-климатические типы глинистых пород с определенными минералами-индикаторами окончательно оформляются в диагенезе. Кроме того, эти парагенетические ассоциации проявляются особенно четко в условиях длительного диагенетического преобразования (платформенные отложения или отложения пелагических зон современных океанических впадин) [7]. Весьма чувствителен к качеству поровых и иловых вод в диагенезе состав поглощенных катионов. На стадии диагенеза идут также процессы рекристаллизации и собирательной кристаллизации всех примесей — переход опала в кристобалит, аморфных фосфатов в кристаллические, формирование рассеянных и конкреционных сульфидов, карбонатов, цеолитов, гелефикация органических растительных остатков, формирование органо-минеральных соединений и т. д. Стадия диагенеза — это стадия формирования парагенетических ассоциаций глинистых и неглинистых минералов.

Постдиагенетические изменения. Изменения глинистых минералов происходят на стадиях катагенеза, метагенеза, при различных метаморфических процессах и выветривании.

Катагенез и метагенез глинистых пород сводится к их преобразованию под влиянием повышающейся температуры и давления при участии поровых растворов. Катагенетическим изменениям свойственно образование уплотненных глин и аргиллитов, потеря пластичности, постепенное исчезновение разбухающих минералов галлуазитовой, монтмориллонитовой и смешанослойной природы, интенсивное аутигенное глинообразование в сопутствующих пористых породах. Особенностью стадийного преобразования глинистых пород является своеобразная эволюция минерального состава в пределах каждого фациально-генетического типа. Так, в катагенезе постепенно уменьшается железистость глауконитов, исчезает шамозит, увеличивается магнезиальность железисто-магнезиальных хлоритов, упорядочивается, а затем гидрослюдизируется каолинит, упорядочивается слюдистый политип 1M, сменяясь политипом $2M_1$. Хорошо изучено явление мусковитизации гидрослюд для Al группы, когда наряду с увеличением роли одновалентных катионов в межслоевых промежутках увеличивается роль Al в четверной координации, что продолжается и в метагенезе [5]. В метагенезе осуществляется коренная перестройка микроструктур и текстур глинистых пород. Породы становятся сланцеватыми, величина пористости приближается к пористости характерной для метаморфических пород (меньше 1%), а минеральный состав упрощается. Для сланцеватых аргиллитов и глинистых сланцев метагенеза характерна ассоциация упорядоченной гидрослюды мусковитового типа и триоктаэдрического железисто-магнезиального хлорита, ассоциация пирофиллита и кварца, присутствие парагонита и гюмбелита. Существует преемственность

состава глинистых пород на протяжении всех стадий осадочного процесса до региональных метаморфитов. Эта преемственность выражается сменой парагенетических минеральных ассоциаций или фаций катагенеза и метагенеза.

При региональных метаморфических изменениях глинистые породы превращаются в пирофиллитовые, фенгитовые и мусковитовые сланцы и филлиты. Постоянно присутствует хлорит. Минеральные ассоциации силикатов уже в условиях хлорит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев характеризуются не только региональностью, но и устойчивостью для всех размерных фракций породы. В условиях локального метагенеза преобразование глинистых пород идет с образованием метаморфических структур и минералов. Любопытным примером локального метагенеза является изменение терригенных, в том числе глинистых, пород в зонах околокуполовых дислокаций в газо-нефтеносных отложениях, где за счет гидротермального подтока вещества и повышения температуры развивается диккитизация глинистого вещества и окварцевание.

В зоне гипергенеза глинистые породы обычно проявляют устойчивость, однако некоторые изменения с ними происходят. При выветривании более отчетливо проявляются текстурные особенности глинистых пород — листоватая, скорлуповатая, чешуйчатая отдельности. Интенсификация процессов окисления приводит к массовому развитию окислов и гидроокислов железа, т. е. красные и бурые окраски глинистых пород являются обычными для ископаемых кор выветривания по глинистым (и осадочным) породам. При выносе окислов — пигментов из этих кор развиваются обесцвеченные породы с новообразованными каолинитом, аллофаном, галлуазитом и гидроокислами глинозема. В корах выветривания по глинистым породам в аридном литогенезе формируются монтмориллониты и палыгорскиты. Новообразованиями в выветрелых глинистых породах могут быть ярозит, кальцит, гипс, хориды и др. Гипергенная минерализация связана также с почвообразовательным процессом.

Методы исследования глинистых пород делятся на полевые и экспериментальные. Полевые наблюдения в естественных обнажениях, горных выработках или изучение кернового материала сводятся к детальному описанию текстурных особенностей, условий залегания, характера контактов, экологическим наблюдениям. Предварительное определение валового минерального состава может быть сделано при использовании метода окрашивания и капельного метода. Отбор образцов производится с учетом задач и методов исследования (см. главу о методах исследования тонкодисперсных минералов). В лаборатории изучение текстур проводится на пришлифовках, изучение микростроения — в тонких шлифах. Исследование распределения малых элементов в глинистых породах с целью фациального анализа проводится на валовых пробах. Минералогическому анализу подвергается фракция менее 0,001 мм. Основным методом является рентгеновский. Если устанавливается смесь минералов, то использование количественного рентгеновского анализа позволяет точно определить минеральный тип породы. Дополнительными методами исследования являются термический, оптический, химический и электронная микроскопия. В случае мономинеральности или олигомиктовости образца возможно детальное изучение особенностей структуры глинистого породообразующего минерала с использованием рентгеновского структурного анализа, электронографии, инфракрасной спектроскопии. Фракции более 0,001 мм исследуются оптически, а в случае необходимости любыми методами фазового и структурного анализа.

Области применения глинистых пород определяются их составом и свойствами. Пластичность и огнеупорность глин ведет к использованию их в качестве высокоогнеупорного, тугоплавкого и легкоплавкого сырья. Глины (преимущественно монтмориллонитового состава) используются при изготовлении формовочных смесей, буровых и тампонажных растворов, адсорбентов и катализаторов. Химическая инертность глинистых пород позволяет использовать их в качестве наполнителей в различных видах промышленности. Сейчас все задачи, связанные с практическим использованием глинистых пород, сводятся к разработке оптимальных способов обжига, оптимального состава смесей, различных способов обогащения, активации и т. п. Эти инженерные задачи могут решаться только на основе установления зависимости свойств глинистой породы от ее состава. Глинистые породы могут содержать дополнительное ценное минеральное сырье, что требует их комплексного использования. Это касается глауконитовых глин, глинисто-цеолитовых пород, гиалопелитов и т. п. Минеральный тип глинистых пород наряду с гранулярным составом, минеральными и органическими примесями и обменными катионами оказывает существенное влияние на инженерно-геологические свойства пород. Особое значение имеют глинистые породы и минералы в нефтяной геологии [4, 9]. Присутствие разбухающих глинистых минералов в коллекторах уменьшает их проницаемость. В то же самое время глинистые породы обладают надежными экранирующими свойствами, причем разбухающие минералы в этом случае могут играть положительную роль. С процессами катагенетической дегидратации разбухающих глин связывается отдача нефтяных углеводородов из газонефтематеринских отложений [1]. Интенсивность постдиагенетических изменений глинистых минералов в водонасыщенных пластах по сравнению с углеводородонасыщенными используется для определения прихода нефти или газа в пласт. Практическое значение таких глинистых образований, как почвы, не требует обоснования. Характеристика вещественного состава почв, детальное изучение именно глинистой составляющей, является залогом их правильного использования и, следовательно, плодородия. Для стран с высокой развитой промышленностью очень важна также задача рекультивации земель, выведенных из строя различными промышленными объектами. Это часть глобальной задачи по охране природы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б.* и др. Роль глин в нефтеобразовании. — Сов. геология, № 3, 1975, с. 15—29.

2. *Зхус И. Д., Саркисян С. Г., Макарова Л. Н., Власова Л. В.* Глинистые минералы терригенных отложений. М., Наука, 1977. 114 с.

3. *Зхус И. Д., Бахтин В. В.* Литогенетические преобразования глин в зонах аномально высоких пластовых давлений. М., Наука, 1979. 100 с.

4. *Клубова Т. Г.* Глинистые минералы и их роль в генезисе, миграции и аккумуляции нефти. М., Недра, 1973. 255 с.

5. *Коссовская А. Г., Дриц В. А.* Кристаллохимия диоктаэдрических слюд, хлоритов и корренситов как индикаторов геологических обстановок. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М., 1975, с. 60—69.

6. *Куковский Е. Г.* Превращения слоистых силикатов. Киев, Наукова думка, 1973. 103 с.

7. *Ломова О. С.* Палыгорскиты и сепиолиты как индикаторы геологических обстановок. М., Наука, 1979. 200 с.

8. *Русько Ю. А.* Каолинизация и каолины Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1976. 157 с.

9. *Саркисян С. Г., Котельников Д. Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М., Недра, 1980.

10. *Фациальные* типы глинистых пород. Ред. М. Ф. Викулова. Л., Недра, 1973. 288 с.

Глава 10

КАРБОНАТНЫЕ ИЗВЕСТКОВО-МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

§ 1. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Карбонатные породы, наряду с глинистыми и песчаными, одна из наиболее распространенных и важных групп осадочных образований. Часто это смеси обломочного и химически осажденного карбонатного материала. В качестве существенной, иногда господствующей части в них находятся скелетные органические остатки и их обломки. Главнейшие минералы — кальцит и доломит. Из карбонатов более редки арагонит, магнезит, сидерит и анкерит, очень редки несквегонит и гидромагнезит. Часто присутствует терригенный материал, иногда пирокластический. В качестве аутигенной примеси иногда наблюдаются опал, халцедон, кварц, сульфаты: ангидрит и гипс, реже целестин и барит. Из силикатов развиваются глауконит, палыгорскит, полевые шпаты, хлорит. Отмечены флюорит, галит, сильвин. Встречаются глинистые минералы, органическое углистое и битуминозное вещество, сульфиды железа и тяжелых металлов. Наблюдаются катагенетические: пирит, марказит, кварц, гипс, халцедон, опал, альбит, окислы железа, иногда марганца, сера. В современных осадках встречаются порошковатые и коллоидные разновидности кальцита — дрюит, бючлиит и др. Известняки цементируются преимущественно карбонатом кальция, в современных осадках — арагонитом и кальцитом, в древних породах — исключительно кальцитом. Химический состав карбонатных пород весьма разнообразен и часто зависит от соотношения между карбонатным и терригенным материалом. Зарубежные данные об элементарном составе карбонатных осадков, органических остатках и минералах приведены в статье Вольфа, Чилингара и Бисселла (Карбонатные породы, т. II, 1971 г.). Сводка данных по разным аспектам химического состава скелетных остатков и карбонатных осадков дана Ф. Липпманом. По подсчетам американских геологов известняки и доломиты составляют 14—29% всех осадочных пород Земного шара. Они наиболее распространены в ордовике, среднем и верхнем девоне, нижнем карбоне, триасе, средней и верхней юре, верхнем мелу, неогене и палеогене. Сводкой по карбонатным породам является переведенная в 1970—1971 гг. на русский язык двухтомная монография «Карбонатные породы» с огромной библиографией (свыше 2300 названий) и терминологическим словарем. Последняя универсальная сводка принадлежит Дж. Л. Уилсону [14]; она содержит 434 названия статей иностранных авторов.

Классификация и номенклатура карбонатных пород. Карбонатные осадочные породы — известняки и доломиты — подразделяются по вещественному составу (минеральному, химическому), способу образования, структуре. Некоторые более поздние авторы в качестве одного из параметров включают и гидродинамическую активность среды осадконакопления. За последние десятилетия в отечественной и зарубежной литературе предложены десятки классификаций, со-

Таблица 10-1

Известняко-доломитовые породы (С. Г. Вишняков, 1933 г.)			Известняки (доломиты) с примесью терригенного материала (И. В. Хворова, 1958 г.)		
Порода	Содержание, %		Порода	Содержание	
	$CaCO_3$	$CaMg(CO_3)_2$		карбонаты	терригенная часть
Известняк	95—100	0—5	Известняк (доломит)	95—100	0—5
Доломитистый известняк	75—95	5—25	Алевритистый (песчанистый) известняк (доломит) или известняк с гравием (гальками)	75—95	5—25
Доломитовый известняк	50—75	25—50	Алевритовый (песчаный, гравийный, галечный) известняк (доломит)	50—75	25—50
Известковый доломит	25—50	50—75	Известковый (доломитовый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	25—50	50—75
Известковистый доломит	5—25	75—95	Известковистый (доломитистый) алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	5—25	75—95
Доломит	0—5	95—100	Алевролит (песчаник, гравелит, конгломерат)	0—5	95—100

Таблица 10-2

Известково-доломитовые породы в смеси с гипсом, магнезитом, сидеритом и кремнистым веществом (С. Г. Вишняков, 1957 г.)

Содержание известково-доломитового компонента, %	Гипсово-карбонатные породы	Магнезиально-доломитовые (известковые) породы	Сидерито-известковые (доломитовые) породы	Кремнево-карбонатные породы
0—5	Гипс	Магнезит	Сидерит	Кремень (силиколит)
5—25	Гипс доломитистый (известковистый)	Магнезит доломитистый (известковистый)	Сидерит известковистый (доломитистый)	Кремень известковистый (доломитистый)
25—50	Гипс доломитовый (известковый)	Магнезит доломитовый (известковый)	Сидерит известковый (доломитовый)	Кремень известковый (доломитовый)
50—75	Доломит (известняк) гипсовый	Доломит (известняк) магнезитовый	Известняк (доломит) сидеритовый	Известняк (доломит) кремневый
75—90	Доломит (известняк) гипсистый	Доломит (известняк) магнезитистый	Известняк (доломит) сидеритистый	Известняк (доломит) кремнистый
95—100	Доломит (известняк)	Доломит (известняк)	Известняк (доломит)	Известняк (доломит)

ставленных по различным принципам. В 1967 г. Baisent Dieter рассмотрел 36 классификаций карбонатных пород (включая советские). Общепринятой классификации еще нет. Приведем некоторые, наиболее распространенные.

Классификации по вещественному составу. По вещественному составу карбонатные породы разделяются в зависимости от содержания в них карбонатных и других минералов, от соотношения карбонатной и терригенной составляющих. В них отображены и естественные породы смешанного состава (табл. 10-1, 10-2). В ряде известняк — доломит М. В. Муратов выделяет четыре типа пород, С. Г. Вишняков и Н. М. Страхов — шесть типов, а Г. И. Теодорович — восемь типов.

§ 2. ИЗВЕСТНЯКИ

Известняки образуются преимущественно в морях и лагунах, реже в пресных водоемах. Глинисто-карбонатный материал распространен на континентальном склоне и глубже. Известняки состоят главным образом из кальцита или кальцитовых скелетных остатков организмов, очень редко из арагонита. Могут содержать примеси обломочных частиц (терригенные или карбонатные), аутигенные и катагенетические минералы.

Название известняков определяют слагающие его основные компоненты или структура (брахиоподовые, комковатые, пелитоморфные). Присутствие в породе существенной примеси форменных элементов (10—50%) отмечается в названии (известняки со сгустками, оолитами). При небольшом содержании примесей (<10%) добавляются слова «с редкими»: обломочный известняк с редкими оолитами, глинистый известняк с редкими зернами кварца, пирита и т. п. Присутствие в породах смешанного терригенного, а также карбонатного материала отмечается с помощью определений, размещенных в порядке возрастания количества терригенной или другой примеси (песчанисто-алевритисто-глинистый известняк, песчанисто-детрит-оолитовый и т. д.).

Для углубленного фациального анализа морских отложений и дробного литолого-стратиграфического расчленения важно максимально детальное их изучение и правильное выделение различных типов известняков, дробно подразделяемых в свою очередь по количественному содержанию различных компонентов и их размерности. Ниже рассматриваются наиболее распространенные классификации известняков.

Генетические и структурные классификации известняков. В 1957 г. С. Г. Вишняков предложил классификацию морских, солоноватоводных и пресноводных известняков по генетическим признакам. Он выделил органогенные, химические, обломочные и криптогенные известняки и дал схему подразделения карбонатных пород по размерности составляющих их основных фрагментов, считая это наиболее важным структурным признаком. В 1958 г. И. В. Хворова разработала генетическую классификацию, по которой известняки также подразделяются на четыре основных группы, причем на первом месте находится группа обломочных известняков, далее идут органогенные, хемогенные и криптогенные.

Среди генетических классификаций широко известна также классификация М. С. Швецова (1958 г.), выделившего основные генетические группы.

1. Известняки, сохранившие первоначальный состав, позволяющие разделить их на первичные генетические типы: а) в основной части явно органогенные

(биоморфные и строматолитовые, цельнораковинные, раковинно-детритовые, микрозернистые — частью); б) в основной части явно первично химические (известковые туфы, натеки и сталактиты, оолитовые и пизолитовые, микрозернистые — частью).

2. Известняки — продукты значительного изменения первичного материала — неизвестного происхождения: а) сильноизмененные, но сохранившие следы состава, строения и происхождения первичного материала (продукты механической переработки, продукты переработки животными — копролиты, продукты химического замещения — кальцитизации) и б) криптогенные — переработанные без сохранения следов первичного материала (продукты перекристаллизации с потерей первоначального строения, микрозернистые — частью, комковатые, узорчатые).

В США большое распространение получили классификации, позволяющие судить о гидродинамике среды осадконакопления (энергетическая концепция). Эти классификации и критика многих из них приведены во втором томе Атласа текстур... (Ершова, Либрович, 1969 г.). В «энергетических» классификациях исключительно большое значение придается оценке в шлифах соотношений количества микрита, яснозернистого кальцита цемента (спарит) и «зерен» — более крупных составляющих. Так, классификация Р. Л. Фолка (1959 г.), предназначенная для выявления ряда структурных типов пород, отражающих физическую энергию обстановки осадконакопления, построена на соотношениях привнесенных частиц (аллохемов), микрита и спарита с выделением трех основных типов пород (преобладание аллохемов и цемента из спарита; преобладание аллохемов сцементированных микритом; преобладание микрита). На этих соотношениях Р. Л. Фолк основывает важные генетические выводы, однако его представления не подтверждаются новейшими исследованиями, частью выполненными с применением сканирующего микроскопа. В связи с диагенетическими изменениями отношение микрита к спариту может не отражать интенсивности движений водной среды. Позднее Р. Л. Фолк расширил свою классификацию, выделив восемь подтипов известняков, а также рифогенные породы. Он же охарактеризовал последние достижения в области петрографии карбонатных пород.

Заслуживает внимания классификация Пламли и др., выделивших по комплексу признаков: составу зерен, их сортировке и окатанности, количеству и характеру фауны — пять главных типов обстановок с различным гидродинамическим режимом: I — спокойные воды; II — временно неспокойные; III — слабо подвижные; IV — умеренно подвижные и V — сильно подвижные воды. Авторы перечисляют критерии для полуколичественной интерпретации гидродинамики среды отложения. Принципы этой классификации могут быть использованы при обобщении материалов по карбонатным породам в отдельных регионах. В 1963 г. опубликована работа Г. Монти по классификации и номенклатуре морских известняков, отличающаяся сложной терминологией. В его работе, как и у Р. Л. Фолка, уделено много внимания образованиям сложного происхождения — сгустковым, комковатым и копрогенным известнякам. Многие геологи США и Канады пользуются классификацией Данхэма, не использующего «динамические» параметры и выделяющего типы известняков на основании крупных различий в их строении и составе. Видные американские геологи Г. Бисселл и Д. Чилингар (1970 г.) высоко оценивают классификации Г. И. Теодоровича и М. С. Швецова, переведенные на английский язык. Ими предложена генетическая классификация известняков, учитывающая состав, структуру, величину от-

ношения зерен к микриту (GMR), теоретически отражающую интенсивность течений и волн, и показатели гидродинамической активности — EI (процентное содержание зерен более 0,05 мм). Авторы отмечают важность идентификации и определения относительных количеств различных зерен карбонатного материала (зерен, пеллет, комков, зерен с оторочкой и др.). В большинстве американских классификаций для органических обломков используются параметры сортировки и окатанности.

Следует отметить, что советские исследователи (Ю. А. Жемчужников; М. В. Кленова, В. И. Попов, А. В. Хабаков и др.) давно уделяют внимание влиянию изменения гидродинамической активности на среду осадконакопления и характер осадков. В качестве примера можно также упомянуть, что В. И. Марченко выделил среди пелитоморфных известняков до семи разновидностей, образование которых соответствует и зависит от постепенного ослабления гидродинамики среды осадконакопления. Для каждого из этих типов известняков выявлены изменения в составе фауны и постепенное изменение величины органического детрита от более крупного до тонкого (шлама). Известняки с тонким детритом сменяются пелитоморфными. В. И. Марченко описано также несколько типов механокластических оолитов, переносившихся и осаждавшихся при различной гидродинамической обстановке в различных зонах бассейна.

Петрографами ВНИГРИ разработана классификация карбонатных пород, основанная на их структурно-текстурных особенностях, отражающих генезис. При этом выделяется четыре больших группы пород (известняков и доломитов): I — зернистые, II — органогенные, III — обломочные и IV — переходные (или смешанные).

При изучении известняков удобнее всего пользоваться их подразделением по объективным признакам, из которых ведущее место занимают вещественный состав и структура. Вещественный состав рассматривается авторами одной из последних классификаций (Дмитриева, Либрович, Хабаков и др., 1968 г.) как самый конкретный. Структурные классификации не исключают важности генетических классификаций, тем более что структуры известняков в большинстве случаев отражают особенности их происхождения, так как зависят от генезиса породы, вещественного состава, примеси терригенного материала и степени кристаллизации. Подробная структурная классификация дана Г. И. Теодоровичем (1958 г.).

В 1968 г. Г. И. Теодоровичем опубликована несколько видоизмененная и дополненная структурно-генетическая классификация известняков, в которой выделены типы с содержанием цементируемого материала более 50%, от 10 до 40—50% и менее 10%, а также группа структурно неоднородных известняков (узорчатые, пятнистые и др.).

Структурные классификации требуют уточнения процентного содержания различных компонентов породы и это способствует углубленным фациальным исследованиям.

В позднейшей статье А. И. Осиповой [7] даны характеристика и критический обзор новейших американских классификаций карбонатных пород. В частности, показывается, что у авторов «энергетических» концепций несопоставимы классификации древних осадков с современными, которые подразделяются по размеру частиц, количеству компонентов и генезису. Во многих американских классификациях не учтены постседиментационные преобразования. Классификации, базирующиеся только на энергетических параметрах, не могут быть рекомендованы.

Для нового этапа в изучении карбонатных пород нашей страны нужна разработка единой программы описания первичных данных по шлифам. В этом отношении многие зарубежные исследователи хорошо документируют материал (Powers, 1962 г.) и представляют его в форме, пригодной для обработки на ЭВМ.

Классификация пресноводных (континентальных) карбонатных пород, охватывающая почти все их разновидности, разработана Э. Рютте (Атлас текстур..., 1969 г.), который выделил четыре группы этих пород, различающихся по происхождению: 1) механогенные породы и брекчии; 2) хемогенные, отчасти хемогенно-биогенные; 3) органогенные (водорослевые) и органогенно-обломочные и 4) породы смешанного состава и сложного происхождения.

Обзор классификаций карбонатных пород выполнил также S. Shuaib.

Еще нет общепринятой «генетической» классификации и номенклатуры карбонатных пород, в частности, известняков, по величине зерен. Удобны классификации, сходные с таковыми для обломочных пород (Хворова, 1958 г. и др.), Г. Бисселл и Д. Чилингар (1970 г.) предложили классификацию, учитывающую все ранее предложенные (размер зерен в мм): очень грубозернистые породы >4 мм, грубозернистые 1—4, крупнозернистые 0,5—1,0, среднезернистые 0,25—0,5, мелкозернистые 0,1—0,25, очень мелкозернистые 0,025 или 0,05—0,1, тонкокристаллические (тонкозернистые) 0,01—0,025 или 0,05, микрокристаллические (микрозернистые) 0,001—0,01, криптокристаллические (криптозернистые) <0,001.

В. Б. Татарский, обосновывая предложенные им границы классов пород по размеру зерен (1959 г.), считает, что в правильном выборе границ размерных классов и заключается генетический смысл классификации карбонатных пород по размеру зерен, а именно: при тонкозернистой структуре (размер зерен <0,01 мм) порода образовалась при раннем диагенезе осадка; мелкозернистая структура (0,01—0,05 мм) характерна для пород диагенетического происхождения; среднезернистая (0,05—0,25 мм) возникла почти исключительно в результате катагенетических процессов, а крупнозернистая (>0,25 мм) — всегда результат катагенетических процессов (но иногда она может образоваться при выпадении крупных кристаллов из вод бассейна или возникнуть путем инкрустаций). Хотя процессы, ведущие к изменению величины зерен известняков, сложны и многообразны, наиболее тонкозернистые разности действительно обычно встречаются в толщах, не перекристаллизованных при катагенезе.

В сборнике «Постседиментационные...» [11] освещаются современное состояние изучения карбонатных пород и принципы их классификации. Изложены методические вопросы изучения карбонатных пород и рассмотрены их вторичные изменения.

Текстуры известняков разнообразны. Подробная характеристика текстур карбонатных пород дана во второй части Атласа текстур..., 1969 г. В этой монографии выделены три группы текстур: А. Поверхности в карбонатных толщах, соответствующие перерывам, размывам и паузам в отложении. Б. Обычные текстуры на поверхностях пластов и В. Текстурные признаки внутри пластов.

Дж. Л. Уилсоном приведено описание около 80 распознаваемых седиментационных и органогенных текстур в карбонатных толщах.

Генетические типы известняков и их структуры. Проблема генезиса известняков сложна вследствие большого разнообразия структурных, минеральных и химических особенностей известковых осадков и потому, что первичные их осо-

бенности могут измениться или полностью исчезнуть во время литификации. Подавляющее большинство известняков образовалось путем литификации известковых осадков. Они образуются также при осаждении $CaCO_3$ в виде твердого вещества в результате химических, биологических или биохимических процессов, ведущих к образованию каличе, известковых корок, рифовых построек, травертинов и пещерных натечных образований. Известняки могут иногда образоваться также путем замещения кальцитом других минералов, например сернокислого кальция или кварца.

Полезно ознакомиться с упрощенной классификацией известняков, составленной на основе систематик Р. Фолка (Реф. журн., 1980 4А 21).

Для выяснения условий образования карбонатных пород нужно привлекать большой комплекс разнообразных генетических данных.

Известняки являются полигенетической группой и по генезису первичных элементов породы могут быть органогенными, обломочными, хемогенными и смешанного происхождения. За рубежом считается, что карбонаты в основном органического происхождения и образовались в теплых тропических и экваториальных водах.

В самое последнее время в связи с нахождением в весьма высоких широтах современных карбонатных осадков возник вопрос о возможной «холодноводности» некоторых древних карбонатных отложений. При этом устанавливается, что в теплых водах карбонаты распространены шире и обладают большими мощностями. Теплыми водами ограничены биохимическое и хемогенное карбонатообразование и формирование известковых илов, микритовых оболочек строматолитов, оолитов, пелоидов, а также сингенетичных доломитов и эвапоритов.

О р г а н о г е н н ы е и о р г а н о г е н н о-д е т р и т о в ы е и з в е с т н я к и. Среди них выделяются зоогенные, фитогенные и фитозоогенные.

Зоогенные известняки по целостности органических остатков подразделяются на биоморфные (цельноракушечные), органогенно-детритовые (органогенно-обломочные) и смешанные — биоморфно-детритовые. Биоморфные известняки могут быть рифовыми и ракушняковыми. В рифовых известняках обычно наблюдается развитие инкрустаций, обильны поры и каверны, часто развиты процессы доломитизации. Это водорослевые, коралловые, мшанковые, археоциатовые, гидрактиноидные, губковые и другие известняки. Сейчас главные рифообразующие организмы — кораллы, кораллиновые водоросли и фораминиферы. И. К. Королюк рекомендует выделять среди органогенных известняков три группы — биогермные, тафогермные (материал перенесен с места обитания организмов) и детритовые. Понятие «биоморфные», по ее мнению (также В. П. Маслова, 1968 г. и др.), формальное, так как оно объединяет принципиально отличные породы. Ракушняковые известняки образуются на отмелях и представлены скоплениями пелеципод, брахиопод, гастропод, остракод, фораминифер; они характеризуют глубину и соленость бассейна, иногда — положение древней береговой линии. Органогенно-детритовые известняки характерны для прибрежных зон бассейнов и участков развития донных течений различной интенсивности. По размерам обломков детритовые известняки чаще всего подразделяются на грубо-, крупно-, мелко- и микродетритовые (тонкодетритовые, шламовые) с размерами обломков >3 мм, 1—3 мм, 0,1—1,0 и <0,1 мм. Тонкодетритовый материал обычно отлагался вместе с известковым илом при затухании движений водной среды. Прослежен переход тонкодетритовых известняков в пелитоморфные.

Фитогенные известняки образованы главным образом водорослями — кокколитами, синезелеными, красными (багряными), зелеными и харовыми. Современные известковые водоросли распространены в морских и опресненных водоемах и лагунах, преимущественно не глубже 50 м. Багряные (литотамнии, нуллипоры) — на глубине до 130—150 м, по Дж. Уилсону до 200—250 м. Харовые водоросли в палеозое были морскими, в мезозое — частично пресноводными. Сейчас встречаются только в пресных и опресненных водоемах. Водорослями образованы и строматолитовые породы.

К биогенным относят также сферовые известняки, сложенные кальцитовыми сферическими образованиями, диаметром 0,03—0,1 мм, редко до 0,15—1,0 мм. Они состоят из оболочки и полостей, заполненных микрозернистым кальцитом, реже кремнеземом, и сцементированы пелитоморфным кальцитом. Выделяют также «известняки с Problematica» к которым относят: а) «катаграфии» — по форме напоминающие комки и сгустки, по-видимому, сложного органического и неорганического происхождения и б) концентрически-слоистые образования — онколиты, органическая природа которых не всегда точно доказана.

Хемогенные известняки. Возникают при осаждении $CaCO_3$ в водоемах и образовании его на суше. Очень часто имеют сложное происхождение. К ним относится часть пелитоморфных известняков, которые могут иметь сложное биокластохемогенное происхождение, а не хемогенное. Сейчас наметились пути для определения их генезиса: определение электрокинетического потенциала карбонатов, изучение их изотопного состава, электронная микроскопия. В. И. Марченко отмечено, что определение электрокинетического потенциала некоторых пелитоморфных (и комковатых) известняков неокома Копетдага выявило их хемогенную природу. Тончайший известковый материал может переноситься в виде взвеси и имеет в таком случае обломочное происхождение. Часть известкового ила могла образоваться путем измельчения раковин или дезинтеграции арагонитовых иголочек многочисленных водорослей. Масштабы осаждения известкового ила в результате жизнедеятельности бактерий пока недостаточно ясны. Электронномикроскопический анализ пелитоморфных известняков разного возраста Австрии, ФРГ и Франции позволил выделить среди них пять генетических типов: хемогенный, биохемогенный (биохимическое выпадение карбонатного вещества под воздействием водорослей), кокколитовый, фораминиферовый и обломочный (за счет разрушения раковин).

Оолитовые и сферолитовые известняки. Существуют различные представления и гипотезы образования карбонатных оолитов. Обычно они образуются во взвешенном состоянии в прибрежных водах; один из примеров — песчанистые крупно- и среднеоолитовые известняки в неокоме Копетдага с однонаправленной или разнонаправленной крупной косой слойчатостью. У Багамских островов оптимальные условия образования оолитов — глубины меньше 1,8 м. Механизм образования современных оолитов изучен С. С. Шульцем, Л. Е. Штеренбергом и др. По В. П. Маслову (1955 г.), существуют оолиты, образующиеся без особого взмучивания осадков, а часть оолитов может образоваться в раннем диагенезе (см. также Либрович, 1969). В. И. Марченко (1962 г.) выявлены пелитоморфный известняк с оолитами и механокластические оолитовые известняки в различных зонах древнего шельфа. Известны случаи образования оолитов в спокойных водах, в пресной среде и в аллювиальных отложениях. В иностранной литературе термину «оолит» сейчас придается описательный характер,

так как учитывается, что существует несколько гипотез образования оолитов: химико-физическое происхождение, водорослевое, бактериальное и в результате выветривания.

Каличе и известковые коры образуются главным образом в результате выпадения $CaCO_3$ при испарении почвенных растворов в районах полуаридного и аридного климатов.

Травертины, известковые туфы, пещерные отложения и т. п. образуются в результате совместных действий органических и неорганических процессов. По Сендерсу и Фридману, травертины — это генетический тип для всех биохимических континентальных отложений в озерах, реках, источниках и карстовых полостях. Инкрустации (или крустификации) нарастают на твердых участках дна бассейна, а также на стенках пустот в карбонатных породах. Это твердые корки яснокристаллического кальцита.

Обломочные (кластогенные) известняки. Это широко распространенные механические образования, сложенные более чем на 50% карбонатными частицами, претерпевшими перед отложением перенос и большую или меньшую сортировку. По размерам частиц их называют известняковыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, брекчиями и конгломератами. Среди обломочных известняков различают: 1) механокластические, сложенные обломками карбонатных пород, оолитами или их обломками и 2) биокластические, с преобладанием обломков скелетов организмов карбонатного состава. Признаки обломочных известняков: следы или наличие косой слойчатости, признаки сортировки и окатанности (часто вполне отчетливые), чередование слоев с различной крупностью частиц, наличие знаков ряби, иногда (нередко) — примесь терригенного материала, увеличение количества минералов шлиховой фракции и ассоциация с песчаными породами. Распространены типы цемента: кристаллическизернистый (разнозернистый, крупно-, средне-, мелко-, тонкозернистый и пелитоморфных), крустификационный, пойкилокластический (редко), базальный, контактный, коррозионный, смешанный. Выделяются структуры первичнообломочных известняков: 1) крупнообломочиая (псефитовая) — щебневая, галечная, дресвяная и гравийная; 2) мелкообломочные — псаммитовая и алевритовая; 3) смешанная. Текстуры и структуры обломочных известняков могут быть изучены статистическими методами.

Известковые конгломераты, брекчии, гравелиты и песчаники небольшой мощности (<1 м) описаны И. В. Хворовой (1958 г.). В. И. Марченко выявлены в неокоме Копетдага и описаны различные типы широко распространенных механокластических известняков, часто с крупной однонаправленной косой слойчатостью, мощностью 1—5, иногда до 20 м. Некоторые из них сложены в основном обломками карбонатных пород, обычно с примесью детрита раковин и оолитов. Другие состоят из переотложенных оолитов и встречаются в пределах всего древнего шельфа, включая, по-видимому, и его внешний край. Признаки механокластических оолитовых известняков: присутствие различных типов оолитов при их сортированности, наличие косой слойчатости, иногда очень пологой и слабо выраженной, а также залегание среди относительно глубоководных отложений. К механокластическим, очевидно, можно относить и пелитоморфные известняки, образовавшиеся за счет переноса и последующего осаждения мельчайшей известковой мути. Они, вероятно, имеют большое распространение. Отдельные американские геологи (Р. Фолк) даже считают, что обломочные известняки наиболее распространены.

Обломочные компоненты карбонатных пород хорошо охарактеризованы Дж. Л. Уилсоном.

По происхождению среди обломочных известняков различают также карстовые брекчии, интракласты и эоловые известняки. Название интракласты предложено Р. Фолком для образований, формирующихся за счет размыва литифицированных карбонатных осадков на дне морей. Этот термин широко используется в различных классификациях. Обломочные известняки эолового происхождения встречаются очень редко. В иностранной литературе они называются эолианитами, эоловыми калькаренитами, «прибрежными известняками».

Различают псевдообломочные — брекчиевидные и конгломератовидные известняки (и доломиты), структура которых обусловлена неравномерной перекристаллизацией, доломитизацией, кальцитизацией, сульфатизацией и трещиноватостью первично однородных карбонатных пород. Они состоят из неправильных участков с неотчетливыми контурами близкого состава и структуры.

Комковатые, сгустковые и копролитовые известняки. Комковатые известняки сложены более или менее отчетливыми комочками пелитоморфного или микрозернистого кальцита округлой, угловатой, реже неправильной формы. Среди них выделяют комковатые (размеры комков 0,1—0,5, реже до 1—2 мм) и микрокомковатые (<0,1—0,2 мм). Некоторые авторы различают мелко-, средне- и крупнокомковатые разности (0,1—0,25; 0,25—0,50; 0,50—1,0 до 2 мм). В составе породы встречаются различные органические остатки или их обломки, по размерам близкие к комкам; наиболее часты мелкие пелециподы и гастроподы. В составе комков отмечается тонкий органогенный детрит, иногда — терригеный тонкоалевритовый материал. Порода обычно сцементирована скудным микро- или криптокристаллическим цементом. При близости структуры комков и вмещающей их массы контуры комков становятся менее четкими и порода переходит в сгустковый известняк. При несколько более грубозернистом цементе комки отчетливы. Происхождение комковатых (и сгустковых) известняков различное, часто весьма сложное или неясное. По М. С. Швецову, это результат грануляции оолитов, копролитов, детрита раковин, крупных кристаллов, иногда — обломочный материал. И. В. Хворова относит изученные ею комковатые породы к копрогенным или водорослевым образованиям, иногда это — результат жизнедеятельности грунтоедов или обломочный материал (с косой слойчатостью). В. И. Марченко выявлено широкое распространение в неокоме Копетдага комковатых известняков мощностью 1—10 м и больше, образовавшихся в средних зонах древнего шельфа вследствие дезинтеграции и переотложения кусочков слабо уплотненного известкового ила; для них характерны близость состава и структуры комков и цементирующего материала. Им прослежены постепенные переходы от типичных мелкообломочных известняков к комковатым и от последних — к пелитоморфным, соответствующие постепенному затуханию течений. Другие генетические типы рассматриваемых известняков охарактеризованы в Атласе текстур..., 1969 г. Бисселл и Чилингар (1970 г.) указывают, что в современных осадках комки представляют собой сложные зерна, которые могут образоваться путем сгущения, флокуляции и агрегации карбонатного осадка и путем разламывания свежеосажденного ила. Кусочки известкового органогенного ила в литоральной зоне также могут подвергаться взмучиванию, окатыванию, агрегации и окаменению.

В сгустковых известняках преобладают образования неправильной формы с расплывчатыми очертаниями, состоящие обычно из пелитоморфного кальци-

та. Иногда цементирующая масса почти отсутствует и тогда сгустки местами сливаются. По данным И. В. Хворовой, сгустковые известняки содержат остатки мелких пелеципод и гастропод, фораминифер, водорослей, иглокожих, брахиопод, мшанок, остракод. В некоторых разностях встречены кристаллики пирита (0,05—0,2 мм). Терригенного материала нет. В микросгустковых известняках отмечается тонкий, преимущественно неопределимый детрит (шлам). В. И. Марченко допускает, что сгустковые известняки в ряде случаев могли образоваться вследствие слабой дезинтеграции несколько уплотненного ила, не претерпевшего после этого никакого переотложения. Структура узловатых известняков с образованиями, по форме напоминающими узелки, имеет, по-видимому, конкреционное диагенетическое происхождение.

К копролитовым известнякам относят породы, сложенные в основном продуктами переработки известкового осадка донными организмами — илоедами. Образуются в открытом море, лагунах и озерах. Копролитовая структура представляет собой скопление мелких комочков — копролитов разнообразной формы, сложенных микрозернистым кальцитом. Внутри копролитов нередко содержатся мельчайшие обломки раковин фораминифер, обломки иглокожих, спикулы губок и т. п. В. П. Масловым (1960 г.) описаны «хвостатые» копролиты, имеющие линзовидную форму с пережимами, иногда соединяющими два соседних копролита. Описаны копролиты (?) с продольными внутренними просветами. Надежных критериев отличия копролитов от «комков» и водорослевых образований пока нет.

Диагенез и катагенез. При анализе генезиса карбонатных отложений решающая роль принадлежит определению роли диагенеза.

Диагенез карбонатных осадков и их катагенетические изменения вызываются многочисленными факторами и механизмами, изменяющими минеральный состав, содержание главных, второстепенных и редких элементов, содержание изотопов, структуры и текстуры. Происходит также разложение органического вещества, способного изменяться химически или физически. Характерной чертой диагенеза является перераспределение вещества в осадках. Большой вклад в раскрытие этих процессов внесен Н. М. Страховым, установившим общую схему аутигенного минералообразования в генетически различных отложениях различного типа и возраста. Процессы диагенетического изменения и преобразования известковых осадков можно сгруппировать следующим образом.

1. Физико-химические процессы: растворение, коррозия, выщелачивание, обесцвечивание, окисление, восстановление, переосаждение, инверсия (например, арагонита в кальцит), перекристаллизация, цементация, децементация, аутигенное минералообразование, рост зерен, уменьшение их размеров (грануляция), укрупнение кристаллов, метасоматическое замещение, химическое осаждение внутри осадка (карбонатного цемента, желваков и др.), переход в раствор магния, превращение высокомагнезиального кальцита в низкомагнезиальный, удаление элементов-примесей, обогащение элементами, агрегация, аккреция, адсорбция — диффузия — абсорбция.

2. Биохимические и органогенные процессы: аккреция и агрегация, изменение формы частиц, коррозия, корразия, смешивание осадков, возникновение каналов, разрыхление осадка, образование газовых пузырьков, разложение и синтез органических и неорганических соединений.

3. Физические процессы: уплотнение, обезвоживание, усадка, почти одновременные внутренняя деформация и корразия, механическая внутренняя с

диментация, образование вторичных пустот и пор. При окончательном анализе диагенеза необходимо оценить суммарное влияние перечисленных факторов. Порядок диагенетических процессов обычно (но не всегда) таков: биологические и биохимические, физико-химические, механические; они в значительной мере перекрывают друг друга.

Значение диагенеза в формировании различных особенностей карбонатных пород очень велико. Так, например, детальнейшие исследования верхнемеловых толщ писчего мела Северной Европы с применением рентгенографии, сканирующего микроскопа и определением изотопов С и О показали, что состав писчего мела, по-видимому, везде одинаков и отличия между породами различных районов обусловлены только диагенетическими преобразованиями.

К важнейшим факторам, контролирующим диагенез, относят литификацию и уплотнение, которые могут изменить текстуру и структуру осадка. Например, слабо сцементированные фекальные комочки на глубине десятка сантиметров могут образовать бесструктурные известковые илы. Литификация осуществляется путем цементации, перекристаллизации, метасоматического замещения (например, доломитизация), скрепления известковых илов за счет их раскристаллизации, а также в результате других процессов (обезвоживания и др.).

Изучение микроструктур образцов мела из Ирландии с помощью сканирующего электронного микроскопа позволило уточнить такую последовательность диагенетических преобразований осадков: 1) отложения в мелководных неритовых условиях; 2) раннедиагенетическое уплотнение; 3) дальнейшее уплотнение осадков, растворение метастабильных минералов; 4) частичная литификация, выполнение микритовым карбонатом пор и микротрещин; 5) позднедиагенетическое частичное окремнение, резкое уменьшение пористости.

Основные диагенетические изменения карбонатных пород и их определения весьма подробно (30 примеров) описаны Дж. Уилсоном, правильно считающим их определение важной проблемой.

Метастабильные минералы, обычно возникающие во вновь образованных карбонатных осадках, в значительной мере контролируют их диагенетическую эволюцию: высокомагнезиальные карбонаты обычно преобразуются в устойчивый доломит, арагонит же способен быстро превращаться в низкомагнезиальный кальцит. На основе изучения двух тысяч петрографических шлифов из слоев Миссисипи в Канаде установлено, что к раннедиагенетическим процессам относятся растворение арагонитовых раковин моллюсков, превращение арагонита в кальцит и разрастание шестоватого кальцита. Стилолитообразование происходило вслед за окремнением скелетных остатков, развитием гематита и пиритизацией. Кремневые желваки выделялись после окремнения некоторых скелетных остатков и замещения их гематитом.

Литификация аллохтонных известняков обусловливается цементацией, происходящей в результате физико-химических процессов (пляжные пески), иногда при участии водорослей или за счет частичного растворения известкового детрита; отчасти вследствие разложения органического вещества и в результате бактериальных процессов. Источники масс карбонатов, заполняющих поры, не всегда ясны. Большая часть карбонатного цемента является, очевидно, аллохтонной, образовавшейся за счет $CaCO_3$ придонных вод, а в субаэральных условиях — за счет вод атмосферного происхождения. На VIII конгрессе седиментологов (ФРГ, Гейдельберг, 1971 г.) отмечена большая роль подземных вод в образовании кальцитового цемента. Этот «вадозный кальцит» отличается от

седиментационного и диагенетического изотопным составом C и O, иногда элементами-примесями и люминесцентной характеристикой. Цементация при участии водорослей — один из наиболее важных процессов литификации мелководных известковых осадков. Можно упомянуть, что на тропическом шельфе Бразилии, при раннем диагенезе карбонатных илов происходит трансформация водорослевых структур в микриты.

Последние данные подтверждают важиую роль микроорганизмов в осадконакоплении и диагенезе карбонатов; устанавливается конвергенция диагенеза карбонатов под действием метеорных вод и в процессе захоронения глубоководных осадков.

По данным Г. Фридмана, уплотнение играет незначнтельную роль в сокращении пористости и цементация карбонатных осадков, связанных в осиовном с привносом карбоната кальция со стороны. Цементация и образование в известняках вторичной пористости осуществляется в связи с циркуляцией пресных и морских вод, а также вод, в которых происходят биохимические реакции внутри осадочного тела. При влажном климате интенсивные процессы цементации карбонатных осадков и перекристаллизации известняков протекают во фреатической зоне — ниже зеркала грунтовых вод. В аридных областях основное значение имеют диагенетические процессы, осуществляющиеся в вадозной зоне. Биохимические реакции в осадках также являются важным, но часто упускаемым из вида звеном в объяснении источника карбонатного цемента. Деятельиость бактерий часто обусловливает цементацию и стимулирует другие диагенетические процессы.

Изменение структуры известняков при литификации очень часто обусловлено проявлением нескольких процессов, получивших общее название — перекристаллизация. Вопросы перекристаллизации карбонатных пород неоднократно рассматривались многими авторами: Г. А. Каледа, М. С. Швецовым, Н. М. Страховым, Р. Фолком, Д. Чилингаром, В. И. Силаевым, Г. Фрндманом и др. Р. Фолк выделил четыре типа перекристаллизации известняков. Рассматривая процессы перекристаллизации, следует особо учитывать роль давления и температуры. Перекристаллизация с укрупнением кристаллов, видимо, может проявляться лишь в условиях глубинного катагенеза. По У. Тафту (1971 г.), литификация и перекристаллизация карбонатных пород является прежде всего химической проблемой. Имеются экспериментальные данные о большой роли иона магния морской воды, контролирующего формы осаждающихся карбонатных минералов и их устойчивость.

В статье о классификации перекристаллизованных доломитизированных и битуминозных карбонатных пород для обозначения перекристаллизованных разновидностей предлагается прибавить к их структурному названию приставку «псевдо». Предложено также изменение в их градацию по размерности кристаллических структур: псевдомикрит $<0{,}005$ мм; псевдомикроспарит 0,005—0,020 мм; псевдоспарит $>0{,}2$ мм. Рекомендуется новый принцип: породы, перекристаллизованные менее чем на 10%, называть слабо перекристаллизованными; на 10—50% — частично, а более чем на 50% — сильно перекристаллизованными.

Отечественными исследователями предложен ряд методов определения окислительно-восстановительных условий диагенеза: по аутигенным минералам и вертикальному редокс-потенциалу (Теодорович), по формам серы (Гуляева), по формам железа (Страхов и Залманзон), по окислительному коэффициенту (Марченко) и др. Проблема определения окислительно-восстановительного по-

тенциала рассмотрена М. Ф. Стащуком. Чутким геохимическим индикатором условий диагенеза являются карбонатные конкреции. Стадийность диагенетического карбонатообразования в угленосных отложениях изучалась П. В. Зарицким и др. Для исследования гипергенно-катагенетических признаков осадочных пород составляются специальные карты катагенетических изменений, которые должны явиться завершающим этапом всестороннего минералого-геохимического и литолого-фациального исследования — после грубого различения седиментационно-диагенетических и гипергенно-катагенетических признаков. Некоторые современные представления о различных процессах карбонатообразования в море и на суше и особенностях катагенетических преобразований карбонатных пород приведены в монографии Г. Блатта и др. Характеристика почти полного спектра современных карбонатных осадков, образующихся в морях и океанах на всех глубинах, дана в сводке Д. К. Патрунова и Т. Н. Голубовской [8].

Библиографию работ французских исследователей по карбонатным отложениям дали P. E. Potter e. a.

В известняках наблюдаются вторичные изменения, при которых появляется ряд новообразований. Они часто подвергаются доломитизации. При этом образуются разнообразные по структуре и составу породы. Известняки подвергаются также окремнению и сульфатизации. Первое проявляется в образовании кремневых конкреций, реже — окремнелых слоев и жеод. Сульфатизация выражается в появлении среди карбонатных пород гипса, ангидрита и реже целестина. Иногда в известняках отмечаются вторичные выделения флюорита.

Палеоэкологические критерии для выявления катагенетических изменений карбонатных пород рассмотрены А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской [6].

Основные типы пористости и проницаемости карбонатных пород, важные для нефтяников, и их генезис охарактеризованы Дж. Уилсоном.

В. Ф. Бацманом детально изучена в палеозойских известняках Катарского массива последовательность изменений и процессов на стадиях седиментационной, долитификационной, литификационной и послелитификационной. На VIII конгрессе седиментологов серия докладов была посвящена карбонатным породам, в том числе и постседиментационным процессам. Постседиментационные изменения карбонатных отложений Русской платформы изучены С. Г. Саркисяном и др.; Б. Я. Полонской и др. [10]. На IX конгрессе седиментологов в Ницце (1975 г.) 23 доклада были посвящены процессам постседиментационных изменений карбонатных пород.

Совокупность сингенетических и катагенетических особенностей карбонатных пород может использоваться для интерпретации условий их образования особенно в тех случаях, когда каждая стадия оставляет различные признаки ее проявления. Детальное изучение диагенеза и катагенеза может также облегчить понимание условий локализации в карбонатных породах некоторых рудных месторождений (свинца, цинка, марганца, фосфоритов и др.).

Некоторые проблемы литологии карбонатов в свете современных данных изложил Skaček (1980 г.). В книге «Постседиментационные...» [11] освещены современное состояние изучения карбонатных пород, принципы их классификации, методические вопросы их изучения, вторичные изменения.

В самое последнее время издана большая монография Дж. Л. Уилсона, содержащая огромный фактический материал по составу, стратиграфическому

распределению, методам изучения и условиям образования карбонатных толщ различного возраста [14].

Применение известняков и их связь с другими полезными ископаемыми. Известняки — одно из важных полезных ископаемых. Их основные потребители — металлургическая и цементная промышленности. Они широко используются в строительной промышленности, химической, стекольной, сахарной и в сельском хозяйстве. С карбонатными коллекторами связаны большие залежи нефти и газа. С известняками связаны пластообразные залежи барита, магнезита, флюорита, известковистых марганцевых руд, сплошных и вкрапленных антимонитовых руд; пластообразные и жилообразные месторождения сидерита; пластообразные залежи и линзы стронция (также в доломитах и мергелях); жилообразные тела патронита и кальциевого ванадинита, связанные с асфальтитом; урано-ванадиевые и тюямунитовые руды; пласты и залежи неправильной формы вкрапленных руд Pb, Zn, Sb, Hg, Cu (Cu часто с примесью кобальта); неправильные залежи арсенопирита. В фосфоритоносных и битуминозных известняках, наряду с высоким содержанием P, встречаются повышенные количества Sr, Ba, Mo, U и др. Древние карсты в карбонатных породах в ряде случаев содержат бокситы, руды Ni, Co, Cu, Fe и Mn, драгоценные камни, фосфориты, каолины, огнеупорные глины, стекольные пески, охры. Среди карбонатных пород в жилах и пустотах встречаются стяжения исландского шпата.

При изучении промышленных месторождений как рудных, так и неметаллических полезных ископаемых, связанных с известковыми осадками, важнейшее значение имеет ясное представление о фациальной обстановке. Так, например, в карбонатных отложениях Северного Нуратау с осадками иловых и застойных зон связаны сингенетическая и диагенетическая свинцово-цинковая минерализация, а с осадками обломочных зон — сингенетично-катагенетическая. Локализация отдельных месторождений свинца, цинка и марганца может четко определяться химическими, биогенными, раннедиагенетическими и структурными особенностями карбонатных пород.

§ 3. МЕРГЕЛИ

Общая характеристика. Мергели — порода смешанного глинисто-карбонатного состава. Большинство исследователей называет ими породу, состоящую на 50—75% из карбоната и на 25—50% из нерастворимого остатка (SiO_2+ +R_2O_3). Это пелитоморфные мягкие или твердые породы с землистым изломом, окрашенные в светлые тона серого цвета с желтоватым, зеленоватым или розоватым оттенком, иногда они темносерые; в красноцветных толщах ярко-окрашенные. Карбонатная часть представлена в мергелях пелитоморфным или микрозернистым кальцитом или доломитом, иногда обоими минералами.

В зависимости от породообразующего карбонатного минерала выделяют мергели (известковые) и доломитовые мергели. Прилагательное «известковый» обычно не употребляется, так как такие мергели преобладают.

Распределение в породе карбонатного и некарбонатного материала обычно совершенно равномерное. Отдельные частицы в мергелях часто неразличимы под микроскопом, но для известково-глинистой породы в целом всегда характерна относительно высокая интерференционная окраска. Некарбонатная часть сложена главным образом глинистыми минералами (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит); в доломитовых мергелях иногда — магнезиальным

хлоритом. Кремнезем в мергелях бывает представлен мельчайшими (не больше 0,01 мм) округлыми опаловыми образованиями. Если нерастворимый остаток представлен опаловыми частицами, мергель называется «кремнеземистым», а «глина известковистая» — «опокой известковистой». В качестве примеси присутствуют обломочные зерна алевритовой размерности кварца, полевых шпатов, слюды, акцессорных минералов. Отмечаются аутигенные — глауконит, барит, цеолиты (преимущественно морденит), мельчайшие, часто сферические зерна пирита и марказита. В доломитовых мергелях встречаются кристаллики гипса, ангидрита, целестина и флюорита. Окислы и гидроокислы железа придают породе желтоватые и красноватые оттенки. Иногда присутствует органическое и углистое вещество. Кремнистые конкреции представлены обычно халцедоном, кварцем или опалом. Мергели образуются в морских бассейнах (включая континентальный склон и большие глубины), лагунах и пресноводных озерах. Условия их образования — одновременное поступление глинистого и карбонатного материала при ограниченном поступлении терригенного (алевритового).

Состав фауны в мергелях зависит от условий и глубины их образования. В них встречаются остатки моллюсков, остракод, фораминифер и другие раковины, часты остатки мельчайших известковых водорослей — рабдолитов и кокколитов. В доломитовых мергелях определимых органических остатков обычно нет.

Г. И. Бушинским (1954 г.) выделено два типа мергелей Днепровско-Донецкой впадины: обычные (глинистые) мергели и кремнистые с силикатным модулем ($SiO_2 : R_2O_3$) больше четырех, в которых кремнезем находится только в виде опала. Мергельно-меловые отложения Русской платформы состоят только из карбоната кальция и глины. В. И. Марченко (1962 г.) изучались мергели неокома Копетдага, отлагавшиеся на значительных глубинах, по-видимому, соответствующих континентальному склону. Это серые и темно-серые массивные или микрослоистые мергели (нерастворимый остаток 26—34%), мощностью 3—8 до 14 м, с незначительной примесью (0,5—1%) мельчайших (0,01—0,03 мм) частиц обломочного кварца, редкими остатками мелких фораминифер и крайне редкими единичными остатками пелеципод (*Nuculana?, Astarte*), размерами не больше 3—5 мм. Мергели другого типа (нер. ост. 30—43%), возможно, отложенные в основании континентального склона, — темно-серые, до почти черных, массивные, мощностью до нескольких десятков метров, не содержат кластогенного материала и остатков фауны (кроме исключительно редких находок аммонитов и очень мелких неопределимых обломков иглокожих). В некоторых слоях встречаются мельчайшие зерна пирита. Глинистая часть описанных мергелей представлена гидрослюдами.

Мергели широко применяются в цементной промышленности. С ними бывают связаны промышленные типы сплошных и вкрапленных антимонитовых руд, а также линзы и пластообразные залежи целестина. Мел относится к мягким абразивам, используется в лакокрасочной промышленности, для фильтров и очистителей, в качестве наполнителя при производстве резины и бумаги.

Классификации глинисто-карбонатных пород. Существует много классификаций глинисто-карбонатных пород. Большинство классификаций рассмотрено в Атласе текстур..., 1969 г., с помещением классификационных схем (треугольников). За основу почти всегда принята классификация С. Г. Вишнякова (табл. 10-3). При наличии терригенной примеси (5—25%) мергели называются алевритистыми или песчанистыми. Мергели, содержащие 75—80% $CaCO_3$, на-

Таблица 10-3

Порода	$CaCO_3$, %	Глина, %
Известняк (доломит)	95—100	0—5
Глинистый известняк (доломит)	75—95	5—25
Мергель (или доломитовый мергель)	50—75	25—50
Глинистый мергель (или доломитовый мергель)	25—50	50—75
Известковая глина	5—25	75—95
Глина	0—5	95—100

зываются цементными мергелями, или «натуралами», так как их химический состав соответствует необходимому для производства цемента. Не всякую породу с соответствующим содержанием кальцита (или доломита) можно назвать мергелем. Необходимо микроскопическое исследование шлифа или штуфа. Классификации глинисто-карбонатных пород разделяются на 2 группы: технологические и петрографические. Первые основываются на количественном содержании компонентов в техническом продукте, вторые — на их содержании **в породе.**

Некоторые вопросы улучшения классификации и номенклатуры мергелей рассмотрены в Атласе текстур... (1969 г.) и отчасти в статье Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровича и др. (1968 г.).

Структуры и микротекстуры мергелей. По внешнему виду мергели очень однообразны, и только с помощью предложенного Г. И. Бушинским метода — пропитывания породы маслом или другой жидкостью — впервые удалось изучить их строение, выявить ходы илоедов, микротекстуры, пятнистость, трещиноватость и т. п.

В мергелях различают структуры неорганического происхождения: пелитоморфную, алевропелитоморфную и псаммоалевропелитоморфную; смешанные (органогенная+пелитоморфная): водорослевые (рабдолитовые и кокколитовые) и раковинные, а также недостаточно ясного происхождения: нодулярную (или узловатую) и сгустковую. К текстурам и микротекстурам относятся: ихнитовые, связанные с ходами и жизнедеятельностью илоедов, подробно описанные в Атласе текстур..., трещиноватые и брекчиевидные, видимо, связанные с уплотнением осадка при диагенезе, а также слоистые и микрослоистые. С. И. Шуменко (1965 г.) при детальном изучении мергельно-меловой толщи Сев. Донца выделены текстуры неорганического происхождения: жильчатые, мраморовидные, текстуры смещения, перерыва (взмучивания), микрослоистые и органогенные — ихнитовые. Некоторые разновидности микрослоистости выявлены В. И. Марченко в глубоководных мергелях верхнего баррема Копетдага. Микрослоистость обусловлена здесь чередованием слойков по 0,01—0,06 мм — более темных, обогащенных глинистым материалом, и более светлых, представленных прозрачными кальцитовыми обломочными размерами 0,01—0,03 мм с редкими обломочками кварца такой же величины, либо скрытокристаллическим кальцитом. Более светлые слойки, видимо, соответствуют времени возникновения слабых движений придонных вод, прекращающих осаждение глинистых частиц. Сходная микрослоистость встречается в илах континентального склона и на дне морских бассейнов (Черное море, Южный Каспий, Средиземное море и др.).

В Атласе текстур... отмечено, что определять генезис мергелей (морские, лагунные, озерные) только по составу и структуре «довольно затруднительно» и что для этого нужно еще учитывать сингенетические минералы и включения. Но и этого очень часто недостаточно. Для детального и обоснованного генетического и фациального анализа мергелей, в особенности морских, необходим учет большого комплекса факторов (см. часть «Учение о фациях»), а также характера фауны. Это позволит в ряде случаев более точно и обоснованно относить образования мергелей к тем или другим батиметрическим зонам морских бассейнов. Для изучения микроструктур и других особенностей некоторых мергелей, очевидно, нужно применять новейшие методы (электронная микроскопия и др.), давшие прекрасные результаты при изучении пелитоморфных известняков.

§ 4. ДОЛОМИТЫ

Доломитами называются карбонатные породы, состоящие более чем на 50% из минерала доломита. Этот минерал является двойной углекислой солью Ca и Mg и содержит, в пересчете на окислы, 30,4% CaO, 21,8% MgO, 47,8% CO_2; химический состав его соответствует формуле $CaMg(CO_3)_2$. Минерал был открыт французским минералогом Доломье при изучении карбонатных пород Тироля и позже назван в его честь.

В доломитах обычно присутствует кальцит, реже магнезит; из аутигенных минералов часты гипс и ангидрит, реже встречаются выделения халцедона и кварца, характерны, но относительно редки вкрапления целестина и флюорита. Почти всегда обнаруживается закись железа, которая изоморфно замещает Mg; окисные соединения железа часто слагают зонарные оболочки кристаллов. В доломитах соляных месторождений в значительных количествах присутствует галит, но кристаллы соли легко растворяются и часто от них остаются лишь правильные отпечатки кубической формы. В некоторых доломитах есть вкрапления сульфидов железа, свинца и цинка; обычно эти породы обогащены и органическим веществом. Иногда органическое вещество включено внутри кристаллов доломита. Поры в доломитовых породах нередко заполнены нефтью.

Глинистая примесь обычна и представлена почти исключительно магнезиальными разностями глинистых минералов (палыгорскит, сепиолит, монтмориллонит). Песчаный и алевритовый материал некарбонатного состава в доломитах редок.

Окраска доломитов разнообразна: белые, желтоватые или серые, вплоть до почти черных (от примеси органического вещества или сульфидов), коричневые от битума и зеленоватые, голубоватые, красноватые от соединений Fe и Mn.

В осадочных толщах доломиты слагают мощные пласты, линзовидные слои и тела неправильной формы; они нередко переслаиваются с известняками и близки к ним внешне. Для того чтобы различить их в полевых условиях, на породы воздействуют слабым раствором соляной кислоты (2—5%): крепкие доломиты в куске не вскипают, пелитоморфные разности вскипают, но значительно медленнее, чем бурно вскипающие известняки.

При послойном описании обнажений и кернов должны быть отобраны свежие образцы для изготовления шлифов, пришлифовок и для различных анализов (химического, термического, спектрального, рентгеноструктурного, изо-

топного, люминесцентного и др.). Выбор того или иного вида анализов (или комплекса их) определяется задачами исследований, но первыми и необходимыми должны быть изучение петрографических шлифов и выполнение рациональных химических анализов.

Рациональный химический анализ представляет собой одну из частей комплексного изучения вещественного состава пород и должен следовать за минералого-петрографическим исследованием, выявляющим все основные минералогические компоненты пород.

Рациональный химический анализ карбонатных пород имеет целью не только выяснить количественное содержание основных породообразующих элементов, но и определить количественное содержание минералогических компонентов.

Опыт показывает, что при передаче доломитов на химический анализ без предварительного микроскопического изучения часто пропускаются целестин, диффузно рассеянный в породе, примесь флюорита, магнезиальных силикатов и др. Только предварительные петрографические определения этих компонентов позволяют подобрать подходящую схему лабораторного химического анализа и затем правильно оценить содержание тех или иных минералов.

Рациональный химический анализ карбонатных пород, как правило, предусматривает определение из слабой солянокислой вытяжки (HCl около 2%) немногих компонентов: CaO, MgO, CO_2, а также нерастворимого остатка. Определение CO_2 обязательно, так как без этого невозможен достоверный пересчет анализа на карбонатные минералы. Методика пересчета освещена во многих руководствах (Залманзон и Страхов, 1957 г.; Доминиковский, 1958 г.; Флоренский и др., 1964 г.).

Для диагностики различных карбонатных минералов (кальцит, доломит, анкерит, магнезит, брейнерит, сидерит, арагонит) и выявления их взаимоотношений в породах применяется окрашивание в шлифах без покровных стекол при помощи различных реактивов. Многочисленные способы окрашивания хорошо освещены в литературе.

Классификации доломитовых пород. Классификация по вещественному составу. Имея результаты химических анализов и их пересчет на минералы, исследователь может достаточно объективно классифицировать изучаемые породы и отразить в их названиях содержание основных минеральных компонентов, согласно принятой классификации.

В разделе об общей классификации карбонатных пород (В. И. Марченко) приведены наиболее распространенные классификации по вещественному (химико-минералогическому) составу: 1) для чистых известняков и доломитов; 2) для тех же пород, содержащих значительное количество терригенной примеси, и 3) для содержащих гипс (или ангидрит), сидерит, магнезит и кремень (см. табл. 10-1 и 10-2).

В этих классификациях, предложенных С. Г. Вишняковым и И. В. Хворовой, в рядах известняк — доломит, гипс — доломит, магнезит — доломит, доломит — алевролит предусматривается выделение шести градаций. Для пород ряда известняк — доломит и для пород системы известняк — доломит — глина Г. И. Теодоровичем дана более дробная классификация с выделением соответственно 8 и 21 градации. В классификации пород ряда известняк — доломит, принятой в США, даны следующие подразделения по содержанию доломита: 1) более 90% — доломит, 2) 90—50% — известковый доломит, 3) 50—10% —

доломитовый известняк; 4) 10—5% — магнезиальный известняк; 5) менее 5% — известняк. Обсуждая эту классификацию, Р. В. Фейербридж отметил, что в самых молодых по возрасту породах кристаллы доломита появляются при содержании $MgCO_3$ около 15%, а ниже этого уровня магний находится в твердом растворе в кальците и потому такие породы следует называть обогащенными магнием, но не доломитовыми. В палеозойских и мезозойских породах ромбоэдры доломита появляются уже при содержании $MgCO_3$, равном 2—3%.

Для пород ряда известняк — доломит — магнезит, где присутствие магнезита указывает на высокую стадию осолонения вод и приближение раствора к насыщению NaCl, может быть использована классификация Е. К. Фроловой (1955 г.), которая опубликована также Г. Д. Бисселом и Д. В. Чилингаром (1970 г.).

Для оценки доломитов как промышленного сырья применима классификация С. С. Виноградова (1961 г.). В ней доломиты разделены на две группы: с содержанием MgO 21,9—19% и 19—17%, а по составу примесей выделены четыре градации.

Структурные и генетические классификации. Доломиты прежде всего подразделяют по структурным признакам, а затем по мере дальнейшего изучения выясняют их генезис. Одна из наиболее детальных структурных классификаций предложена Г. И. Теодоровичем, который подразделил доломиты на три группы: 1) с преобладанием основной минеральной массы, 2) с преобладанием цементируемого материала и 3) кавернозно-пористые с отрицательными реликтовыми структурами. Каждая из этих групп затем дробно подразделяется в зависимости от характера органогенных остатков, хемогенных структур (оолитовой, микрокомковатой и др.) и обломочных структур, а также по размерности зерен в основной массе породы. Эта схема высоко оценена Г. Бисселом и Д. Чилингаром и приведена в сводной работе по карбонатным породам (1970 г.), где она рекомендуется для использования; в качестве другой рекомендуемой классификации ими предложена схема, основа которой, как отмечают авторы, заимствована из генетической классификации известняков М. С. Швецова (1958 г.). Заимствование выразилось в том, что кроме трех типов доломитов, охарактеризованных М. С. Швецовым, в классификацию Г. Биссела и Д. Чилингара механически включены почти все типы известняков, выделенные М. С. Швецовым, но с заменой слова «известняк» словом «доломит» или с добавлением слова «доломитизированный». Вследствие этого среди типов доломитов и появились такие странные образования, как сахаровидные доломиты, образовавшиеся по кальцитизированным песчаникам, доломитизированный туф и др.

Общие схемы для классификации известняков и доломитов были опубликованы И. В. Хворовой (1958 г.), Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровичем, О. И. Некрасовой, А. В. Хабаковым (1968 г.) и В. Н. Киркинской. Классификация И. В. Хворовой для пород карбона Русской платформы является хорошим примером комплексного подхода. И. В. Хворова разделила карбонатные породы прежде всего (1) по вещественному составу, в зависимости от содержания кальцита, доломита и терригенной составляющей. Затем (2) по происхождению карбонатного осадочного материала породы делятся на три группы: обломочные, органогенные и хемогенные. В особую группу выделяются криптогенные породы, генезис которых неясен; среди них преобладают породы, сильно измененные вторичными процессами (доломитизированные и др.). Более

дробные подразделения даются по признакам структурным (размер, окатанность и др.) и генетическим ((происхождение и состав фрагментов — фитогенные, зоогенные, копрогенные и др.).

В классификации Е. В. Дмитриевой, В. Л. Либровича и др. (1968 г.) выдержан принцип подразделения карбонатных пород по значительным петрографо-генетическим признакам. Выделены шесть групп пород: 1) органогенные, 2) биохемогенные и хемогенные (включая все кристаллически зернистые), 3) детритусовые, 4) обломочные, 5) псевдообломочные и 6) перекристаллизованные. Среди группы обломочных карбонатных пород впервые выделены, следуя Р. Фолку, интракластические, образовавшиеся при размыве недавно отложенных и в разной степени затвердевших карбонатных осадков, и экстракластические, образовавшиеся при разрушении карбонатных пород суши. Седиментационные доломиты отнесены к двум первым группам пород, а доломиты замещения рассматриваются как могущие образоваться в стадии диагенеза и гипергенеза по всем типам известняков.

По классификации карбонатных пород В. Н. Киркинской известняки, доломиты и породы смешанного известково-доломитового состава (на 50% и более состоят из кальцита и доломита) по структурным и генетическим признакам делятся на четыре группы пород: I — зернистые, II — органогенные, III — обломочные, IV — переходные (смешанные).

I. Зернистые (50% и более карбонатной части породы представлено зернистым карбонатным материалом) подразделяются по размеру зерен (мм) на коллоиднозернистые (<0,001), тонкозернистые (0,001—0,01), мелкозернистые (0,01—0,05), среднезернистые (0,05—0,25), крупнозернистые (0,25—1,0) и грубозернистые (>1,0).

Все эти разновидности делятся на равномернозернистые, неравномернозернистые и первично неоднороднозернистые.

Дальнейшее разделение неравномернозернистых пород производится по характеру чередования участков различной зернистости: пятнистые, полосчатые, линзовидно-слоистые, линзовидно-пятнистые и т. д.

Первично неоднороднозернистые (50% и более карбонатной части породы принадлежит хемогенным форменным образованиям) разделяются по характеру форменных образований и их размерам (мм) на оолитовые, сферолитовые, пизолитовые, сгустковые (<0,1), комковатые (0,1—1,0) и пятнистые (>1,0).

II. Органогенные (50% и более карбонатной части породы принадлежит органогенным остаткам) подразделяются на фитогенные и зоогенные.

Фитогенные по характеру органогенных остатков и их размерам (мм) делятся на водорослевые, микрофитолитовые, сгустковые (<0,1), комковатые (0,1—1,0), пятнистые (>1,0).

Зоогенные разделяются по целостности органогенных остатков и их размерам (мм) на цельнораковинные (0,1) — биоморфные, детритовые — и шламовые (0,1), и по групповому составу органогенных остатков (брахиоподовые, мшанковые, криноидные, фораминиферовые и т. д.).

III. Обломочные (50% и более карбонатной части породы принадлежит обломкам карбонатных пород) подразделяются по размерам обломков согласно градациям, принятым для обычных обломочных пород.

IV. Переходные (более 50% карбонатной части породы составляют в сумме различные форменные элементы I, II и III групп) делятся по составу

форменных элементов на органогенно-обломочные, обломочно-микрофитолитовые, комковато-органогенные, оолитово-обломочные и т. д.

Большинство доломитов войдет в I группу, которую следует называть группой кристаллическизернистых пород, поскольку зернами (grains) в зарубежной литературе называют различные дискретные частицы (скелетные, копролиты, интракласты и др.) размером более 0,004—0,06 мм. В I группе по размеру зерен выделяется шесть типов структур, с которыми связываются определенные генетические представления: первичными структурами считаются коллоидные и тонкозернистые (седиментационные и раннедиагенетические) и мелкозернистые (диагенетические); вторичными — крупно- и грубозернистые, которые возникают при эпигенезе и частично при процессах метаморфизма. Однако В. Б. Татарский (1955 г.) отмечает, что размер зерен не следует использовать как абсолютный критерий для определения генезиса доломитов. Во II группе должны быть выделены образования из скелетных остатков организмов, нараставших друг на друга и создававших устойчивый каркас: их называют биолититами, баундстоунами, биогермами и органогенными постройками. С этими уточнениями схема В. Н. Киркинской, применяемая в лаборатории петрографии ВНИГРИ и в других лабораториях нефтяных организаций, может быть рекомендована в качестве рабочей классификации доломитовых, известково-доломитовых и ангидрито-доломитовых пород; последние найдут свое место в четвертой группе.

Разнообразные текстуры и структуры доломитовых пород (от пелитоморфных до сильно перекристаллизованных) очень полно представлены в Атласе текстур и структур, и в Атласе карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы.

Данные об эволюции доломитообразования и условиях накопления современных доломитов. В истории Земли доломитообразование не было стабильным: одной из характерных черт его является ослабление в течение геологического времени и особенно резкий спад в конце палеозоя. Эта главная закономерность обоснована трудами многих исследователей и может считаться твердо установленной для отложений трех платформ: Русской, Северо-Американской и Китайской. Такое течение процесса доломитообразования определялось изменением состава атмосферы, и прежде всего падением содержания CO_2.

По-видимому, в протерозое доломитообразование было основным видом карбонатного процесса и было широко распространено не только в аридных, но и в гумидных зонах. Процессы выветривания были очень интенсивны и за счет них, а также за счет термальных вод щелочные земли поступали в моря в большем количестве, чем в более поздние геологические эпохи.

В течение палеозоя в морях аридных областей доломитообразование было весьма интенсивно, но в мезозое и особенно в кайнозое, в связи с прогрессирующим падением давления CO_2 в атмосфере, доломитовое вещество ушло гораздо дальше от насыщения, чем в морях верхнего палеозоя. Доломитообразование в лагунах и в морях поэтому резко сократилось даже в аридных зонах и поддерживалось лишь в некоторых специфических обстановках: в тех лагунах, заливах и участках моря, куда реки (или подземные воды) поставляли много $MgCO_3$ или $MgCO_3+Na_2CO_3$. Озерные доломитные осадки известны как в мезозое, так и в кайнозое.

В современных водоемах впервые массовые накопления доломитовых илов

были обнаружены Д. Г. Сапожниковым в озере Балхаш и описаны им в 1942 г. Генезис осадков этого водоема рассматривался Н. М. Страховым и Д. Г. Сапожниковым, причем было установлено, что параллельно с прогрессирующим осолонением происходит рост щелочного резерва и pH и возрастает концентрация иона магния, а в осадке, наряду с углекислым кальцием, появляются соединения магния в виде доломита.

В дальнейшем при планомерном изучении осадкообразования в различных водоемах на территории СССР было подтверждено значение факторов, контролирующих доломитообразование — повышенный щелочной резерв (6—8 г/л) и pH около 8,9—9, а также выявлена роль грунтовых вод в водно-солевом питании карбонатообразующих водоемов. Были выделены три карбонатных типа вод осолоняющихся бассейнов и установлено, что доломит образуется только в тех озерах аридной зоны, которые принадлежат к содовому и углемагниевому типам, но не углекальциевому. Уже в начале 50-х годов доломит был охарактеризован как полигенный минерал, образующийся в бассейнах с весьма различной соленосностью вод (Н. М. Страхов).

В последующие годы большое развитие получили работы по изучению минералогии карбонатных осадков и форм нахождения магния в скелетном веществе организмов. Было установлено, что магний часто находится в твердом растворе в кальците: атомы магния замещают атомы кальция в кристаллической решетке кальцита, но значительно реже встречаются в арагоните. Чейв назвал высокомагнезиальными кальцитами разности, содержащие более 1% Mg (4% $MgCO_3$), а разности с меньшим содержанием магния отнес к низкомагнезиальным кальцитам. Градации содержания $MgCO_3$ для разностей кальцита и названия этих разностей не являются общепринятыми и выражаются в процентах массовой или молекулярной концентрации в зависимости от методов определения. Например, в осадках Тихого океана содержания $MgCO_3$ были даны в процентах массовой концентрации (по пересчету химических анализов) и к магнезиальным кальцитам были отнесены разности, содержащие от 4 до 30% $MgCO_3$, а разности, содержащие менее 4%, назывались просто кальцитом (Лисицын, Петелин, 1970 г.). В карбонатных осадках Атлантического океана содержание $MgCO_3$ определялось методом рентгеноструктурного анализа [6] и были выделены низкомагнезиальные кальциты (до 3% $MgCO_3$), магнезиальные кальциты (3—8% $MgCO_3$) и высокомагнезиальные (более 8% $MgCO_3$).

Трудами многих исследователей была установлена зависимость содержания $MgCO_3$ в биогенных карбонатах от ряда факторов: температуры и солености вод, принадлежности к разным систематическим группам и даже видам. Наибольшее значение имеет температура. Как правило, интенсивность накопления магния возрастает с повышением температуры вод.

Высокомагнезиальный кальцит и арагонит являются неустойчивыми метастабильными фазами и со временем превращаются в низкомагнезиальный кальцит, освобождая ионы магния для доломитизации. По данным одних авторов таким путем могли образоваться лишь низкие концентрации доломита, по мнению других — может произойти локальная доломитизация в толще известковых осадков.

В середине 50-х годов состояние знаний о типах и генезисе доломитовых пород было охарактеризовано Н. М. Страховым и Р. Феирбриджем. Разнообразие возможных условий формирования доломитов и доломитизированных

известняков по Р. Фэйрбриджу отражено в Атласе текстур и структур осадочных горных пород (1969 г.)

Дальнейшая разработка методов рентгеноструктурного анализа и возросший интерес к изучению карбонатных образований в связи с обнаружением больших залежей нефти и газа в известняках и доломитах привели к открытию доломитов во многих современных и плейстоценовых отложениях. Вместе с тем при помощи рентгеноструктурного анализа было установлено, что доломит встречается в них преимущественно в виде метастабильной разности, названной протодоломитом. Протодоломит отличается от доломита по составу (содержит до 10% избыточного кальция) и по строению: он имеет неупорядоченную кристаллическую решетку.

Доломиты, доломитово-известковые осадки и высокомагнезиальные карбонаты не образуют мощных отложений в современных морях и накопляются в основном в самой прибрежной (приливо-отливной зоне), прилегающих к ней низинах, в лагунах и приморских озерах. Большое внимание литологов привлекло доломитообразование на юго-востоке Австралии, в лагуне Куронг и особенно в отчленившихся от нее мелких, часто пересыхающих озерах, где соленость местами в два раза меньше морской, а pH днем повышается до 9,5 и 10,2, но ночью может значительно понижаться — менее 8 [12]. Мощность магнезиально-карбонатных осадков на дне лагуны и озер достигает нескольких метров.

Другой регион интенсивного доломитообразования был обнаружен в 60-х годах на побережье лагун Персидского залива (Абу-Дхаби и другие) в осадках обширной засоленной надприливной равнины, называемой себкха. Ширина себкхи местами достигает 10—16 км; от лагуны она отделяется неширокой (около 1 км) приливо-отливной зоной, занятой синезелеными неизвестковыми водорослями, которые при высыхании растрескиваются. Доломит находится в верхних 30—60 см осадка себкхи, где встречаются и крупные кристаллы гипса [12].

Высокие значения отношения магния к кальцию (более 10) многими исследователями считаются главным фактором, определяющим доломитизацию. Однако, как подчеркнул Н. М. Страхов, данные об отношениях Mg/Ca недостаточны, так как в этих отношениях участвуют не только карбонаты, но и сульфаты Mg и Ca, а осаждение карбонатных соединений контролируется карбонатными равновесиями, которые в регионах современного доломитообразования еще не изучены.

При изучении древних отложений ассоциацию эвапоритовых минералов с доломитом и строматолитами, несущими следы высыхания и растрескивания, часто рассматривают как отложения типа прибрежной себкхи. Следует подчеркнуть, что эвапоритовый диагенетический процесс на себкхах приводит к формированию доломита на значительном расстоянии от моря, а в осадках соседней лагуны Абу-Дхаби, соленость вод которой высокая (до 6,7%), и на морском мелководье преобладает арагонит (81—89%); сумма низко- и высокомагнезиального кальцита составляет 7—11%, а содержание доломита не превышает 1,6%.

За последние 5000 лет доломитовые осадки мощностью до 1,5 м, в которых обычны водорослевые строматолиты и трещины усыхания, образовались на побережье некоторых островов Атлантического океана (Канарские, Багамы), а также в надприливных отложениях о-ва Бонайре (Малые Антильские острова) и на отмелях во Флоридском заливе. Все перечисленные объекты

находятся вблизи северного тропика, и это обстоятельство послужило поводом для пересмотра палеоклиматического значения доломита как индикатора аридного климата, поскольку, как пишет Ю. П. Казанский [1], доломит обнаружен в аридной и во влажной тропической зонах. Однако в работах океанологов весь Карибский бассейн, к которому относятся упомянутые местонахождения, рассматривается как уникальный для всего Мирового океана регион аридной зоны [3]. В противоположность доломитовым осадкам побережья Персидского залива, здесь отсутствуют гипс и другие эвапоритовые минералы, характерные спутники доломитов из областей ярко выраженного аридного климата. Это объясняется тем, что гипс, который мог быть продуктом происходящих реакций, вымывается приливными водами и дождями, обычными в этой области, сочетающей особенности аридного и гумидного климатов.

Доломитизацию некоторых современных рифов, находящихся в Тихом и Атлантическом океанах, связывают с воздействием на карбонатные отложения рассолов, образовавшихся в результате испарения морской воды с чем согласуется обогащение их тяжелыми изотопами кислорода.

В осадках холодноводного Гудзонова залива на глубинах около 200 м довольно обильны зерна терригенного доломита, поступающего с суши, сложенной карбонатными породами. Такой доломит обнаружен также в море Бофорта и у берегов Канадского арктического архипелага, где в тяжелых фракциях осадков доломит составляет 15—40%. К другому типу терригенных карбонатов, тяготеющих к зонам аридного климата, относятся зерна доломита, переносящиеся с эоловой пылью. Таковы, например, зерна доломита (размер 0,1—0,01 мм), обнаруженные в осадках у островов Зеленого Мыса, которые, по-видимому, поступают с Африканского континента, где доломит образуется в пустынных областях при высыхании такыров и образовании карбонатных корок. В глубоководных отложениях Тихого и Атлантического океанов и в Средиземном море известны редкие находки относительно крупных (0,1—0,8 мм) ромбоэдров доломита и их скоплений. Образование доломита связывают с процессами подводного вулканизма или считают его обломочным [6].

В лабораторных условиях доломит был получен как первичный минерал и как вторичный за счет магнезиального кальцита, который в водной среде довольно быстро (через два года) превращался в стабильный доломит [9]. Однако в природе этот процесс протекает медленно. Как видно на примере отложений Черного моря, время не является решающим фактором в процессе перехода магнезиальных карбонатов в доломит.

В континентальных условиях доломит обнаружен не только в озерных осадках и в почвах засушливых областей в виде корок, образующихся при испарении грунтовых вод, но и в пещерных отложениях, где протодоломит, по-видимому, образовался при воздействии богатых магнием подземных вод на арагонит.

Несмотря на большие успехи в изучении современных доломитовых осадков, процессы доломитообразования, происходящие в разных условиях, остаются еще не раскрытыми. Неправомерными представляются попытки выделения какого-либо одного фактора, контролирующего образование доломита (высокие значения отношения Mg/Ca, pH, щелочного резерва, парциального давления CO_2), поскольку данные опытов и наблюдения в природе свидетельствуют о совокупном действии ряда факторов и, в частности, о большом значении структуры щелочного резерва. Пределы колебаний солености вод могут быть

значительны, а роль солености оценивается по разному. Одни исследователи считают, что для доломитообразования необходимо лишь некоторое повышение солености, подводящее щелочной резерв к тем высоким значениям, какие нужны для достижения доломитом насыщения в данном растворе (Н. М. Страхов), а другие рассматривают повышенную соленость, наряду с температурой, как основной фактор, определяющий высокую концентрацию магния в растворе и снижающий степень гидратации ионов магния [2, 8]. Большое значение биогенного фактора проявляется как в концентрации магния в скелетах морских животных и слоевищах известковых водорослей, так и в жизнедеятельности фитопланктона и фитобентоса (водоросли и морские травы), которые при интенсивном фотосинтезе поглощают CO_2. Вследствие этого местами на мелководье резко возрастает pH, что способствует осаждению доломита; таким образом, процесс, обычно называемый хемогенным, по существу является биохемогенным.

Данные об условиях образования современных доломитовых осадков необходимо учитывать при восстановлении условий образования древних доломитов, но они явно недостаточны для решения общей проблемы доломитообразования прошлых эпох, где этот процесс был грандиозным по масштабу и осуществлялся в разнообразных обстановках, от которых сейчас сохранились лишь реликты.

Основные генетические группы доломитов. Среди многочисленных типов доломитовых пород, описанных из морских отложений разного возраста, выделяют две основные генетические группы: I — доломиты седиментационные и II — доломиты метасоматические.

I. Седиментационные доломиты, рассматриваемые как первичные хемогенные образования, называются также протогенными, сингенетическими или пластовыми. Последнее название характеризует основную особенность морфологии их тел — выдержанность на больших расстояниях (до первых сотен километров). Доломиты этой группы имеют устойчивый химический состав, близкий к нормальному доломиту. Структура породы пелитоморфная или микро- и тонкозернистая (обычно менее 0,01 мм), излом мучнистый; перекристаллизация заметно развита лишь в первично пористых разностях (оолитовых, строматолитовых и др.). Отсутствуют кавернозность и следы метасоматического замещения кальцита доломитом. Характерна микрослоистость, часто возникающая за счет появления прослоек глинистого материала; при возрастании его доломиты переходят в доломитовые мергели. Среди глинистых минералов обычны аутигенные магнезиальные силикаты: сепиолит, палыгорскит и монтмориллонит. Остатки организмов отсутствуют, очень редки или представлены комплексом мелкорослых и тонкораковинных форм, состав которых обедняется по мере возрастания степени доломитности породы. Исключением являются водоросли, которые могут быть породообразующими, поскольку легко приспособлялись к существованию в водах ненормальной соленостью.

II. Метасоматические доломиты и доломитизированные известняки характеризуются весьма неправильной формой тел: гнезда, измеряемые несколькими метрами, с прихотливыми очертаниями, которые секут первичную слоистость; линзы, иногда пластообразные, протягивающиеся на сотни и тысячи метров, но часто заключающие остаточные участки известняка. В связи с этим содержание доломита на коротком расстоянии может резко меняться от 90—95% до 2—3%. Породы пористы и кавернозны: одни исследователи это объясняют сокра-

щением объема породы при замещении кальцита доломитов, а другие — особенностями процесса метасоматоза, в котором сочетаются растворение, замещение и осаждение. Скелетные остатки обычно растворены и от них сохраняются лишь отпечатки, полости и ядра. В шлифах хорошо видны следы метасоматоза доломита по кальциту: относительно крупные (0,04—0,20 мм) и прозрачные идиоморфные ромбоэдры доломита заключают осадочный пелитоморфный кальцит, выделяющийся темными пятнами («оспенная» структура). При более полной доломитизации пелитоморфного кальцита остается мало и он довольно равномерно запыляет зерна доломита, которые, плотно срастаясь, образуют неравнозернистую мозаичную структуру. Часто зерна имеют зональное строение: ядро из пелитоморфного карбоната или гидроокислов железа, окаймленное чередующимися железистыми и доломитовыми оболочками (Атлас, 1969 г., табл. 158—159). Иногда внутри зерен доломита находятся битум или микрокапельки нефти, служившие центром кристаллизации. Раньше всего подвергается доломитизации тонкозернистый кальцит, цементирующий скелетные остатки, затем раковины фораминифер и различный органогенный детрит, вплоть до члеников криноидей, которые замещаются в последнюю очередь. Такую последовательность доломитизации предположительно объясняют тем, что тонкозернистый кальцит обладает значительно большей реагирующей поверхностью и большей свободной поверхностью и большей свободной поверхностной энергией, чем крупнозернистый кальцит. Ромбоэдры доломита часто замещают кальцитовые оолиты или (в случае сильного растворения) образуют цепочки зерен по контурам оолитов и раковинного детрита. При высоком содержании доломита первичная структура породы обычно стирается полностью и возникает доломит замещения с весьма неоднородной структурой — от тонкозернистой, почти пелитоморфной, до средне- и крупнозернистой (более 0,5 мм) и едва видимыми «тенями» скелетных остатков. Структура исходного известняка сохраняется лишь в незамещенных участках, а также в кремневых конкрециях, образующихся в раннюю стадию диагенеза, где халцедон так хорошо фиксирует тончайшие детали строения раковин фораминифер, что возможно их изучение для определения возраста пород. Некоторые разности метасоматических доломитов, состоящие из хорошо образованных ромбоэдров доломита, близких по размеру (0,05—0,10 мм), имеют излом, напоминающий своей зернистостью и искрнстым блеском излом песчаника, вследствие чего их в поле часто принимают за песчаники. Такие разности называют песчаниковидными доломитами, Dolomitsandstein (нем.), sable dolomitique (фр.) или saccharoidal dolomite (англ.).

В противоположность доломитам первой группы, часто содержащим большую примесь глинистого материала, метасоматические доломиты характеризуются очень малым нерастворимым остатком (обычно менее 1%, редко 3%), что свидетельствует о большой чистоте карбонатов, подвергавшихся доломитизации. Отличительной особенностью метасоматических доломитов является также то, что состав заключенных в них скелетных остатков не отражает специфики обитания при условиях, отклоняющихся от нормальных морских, а может представлять разнообразный бентос, населявший любые известковые фации.

Данные об условиях образования доломитов основных генетических групп. Для всех доломитов первой группы характерны интенсивность и продолжительность доломитообразования, обусловившие возможность накопления достаточно мощных и выдержанных пластов, а также приуроченность преимущест-

венно к мелководным условиям. Но другие факторы, определявшие образование отдельных типов, существенно различались, что, как отмечалось выше, было в основном следствием общей эволюции геологических и биологических процессов. В докембрии преобладали хемогенные доломиты, позже превращенные в мраморы; во многих из них сохранились следы первичных текстур (горизонтальная и косая слоистость, трещины усыхания, знаки ряби), оолитовая, обломочная и водорослевая структуры, свидетельствующие об образовании на мелководье. Большое распространение имели строматолитовые и онколитовые доломиты, возникавшие в результате накопления карбоната в слоевищах водорослей, хемогенного осаждения, механического улавливания частиц и, возможно, при участии бактерий. В рифее Восточной Сибири подобные образования составляют до 50% по мощности платформенных карбонатных отложений. Своеобразные структуры доломитов этого типа показаны в Атласе текстур и структур (1969 г.). Водорослевые доломиты имели большое распространение и в палеозое; позже их роль уменьшалась, но даже в неогене онколитовые и строматолитовые доломиты местами составляют значительную часть карбонатных отложений. Вместе с ними встречаются оолитовые хемогенные и обломочные доломиты, также известные из древнейших отложений, и копролитовые доломиты, появляющиеся в палеозое. Уже в докембрии отмечена приуроченность фосфоритов к доломитам и, в частности, к строматолитовым постройкам. Последнее объясняется тем, что повышение pH в результате жизнедеятельности водорослей способствовало осаждению фосфора [4]. В кембрийском морском бассейне Малого Каратау хемогенное доломитообразование периодически чередовалось с накоплением фосфатов и формировались тонкослоистые фосфатно-доломитовые ритмиты, часто претерпевавшие оползание и брекчирование. Ассоциация с доломитами вообще характерна для богатых пластовых фосфоритов мира.

Особый и широко распространенный тип представляют пластовые доломиты, парагенетически связанные с эвапоритами; они часто переходят в доломит-ангидриты, иногда заключают скопления целестина, флюорита, галита и боратов. Образование их происходило в краевых лагунах, крупных сильно осолоненных заливах, в краевых частях платформенных морей и во внутриконтинентальных солеродных морях. Присутствие водорослей, оолитов, трещин усыхания, брекчий взламывания и следов переотложения осадка указывает на мелководность доломитообразующих зон эвапоритовых бассейнов. Периодические изменения солености обусловливали ритмическое переслаивание доломитов с ангидритом или гипсом, а местами и с галитом. Такие породы с выделением ряда структурных разностей наиболее полно описаны из кембрийских отложений Сибирской платформы и данково-лебедянских отложений Русской платформы. В более глубоких и застойных частях некоторых бассейнов отлагались тонкослоистые и темноокрашенные доломиты и ангидриты, иногда битуминозные. Примером могут служить цехштейновые доломиты Западной Европы.

Пластовые доломиты образовывались и в заливах с пониженной соленостью вод, которые имели затрудненное сообщение с открытым морем и принимали много речных вод, богатых карбонатами и солями магния. Примером являются доломиты алайского и туркестанского ярусов палеогена Ферганы. В сходных условиях образовались эвриптеровые доломиты силура Эстонии и некоторые миоценовые доломиты юга СССР. Пластовая форма залегания присуща также и доломитным хемогенным осадкам современных солоноватовод-

ных озер (оз. Балхаш и др.) и их ископаемым аналогам — доломитам юрского озера хр. Каратау, миоценовым доломитам Центральной Европы и др. Таким образом, древнее хемогенное доломитообразование происходило как при повышенной солености, так и в солоноватоводных бассейнах.

Во второй генетической группе доминируют доломиты замещения и доломитизированные известняки, сформировавшиеся в раннем диагенезе; подчиненное значение имеют образования более поздних стадий. В практике литологов используется ряд признаков, не имеющих абсолютного значения, но помогающих выделить метасоматические доломиты, образовавшиеся в разные стадии бытия породы. Так, раннедиагенетическим доломитам свойственны хорошо выраженные реликтовые структуры по скелетным остаткам, оолитам и др.; часто растворены только арагонитовые составляющие, но сохраняются крупные кальцитовые раковины. Поры и пустоты имеют небольшие размеры; размер зерен 0,01—0,05 мм. Характерны переходы по простиранию в доломитовые и чистые известняки, а также своеобразная локализация на дне бассейнов: 1) между зоной с преобладанием пластовых доломитов и зоной известняков с фауной и флорой; 2) в горловинах крупных лагун, в местах поступления менее соленых морских вод; 3) в эфемерных лагунах, среди лабиринта отмелей, где колебания солености препятствовали длительному и интенсивному доломитообразованию. Такая локализация хорошо согласуется с известной концепцией Н. М. Страхова о седиментационно-диагенетическом образовании метасоматических доломитов. По данным Н. М. Страхова, доломитообразование начиналось при соленостях воды в 4—4,5% и продолжалось до минерализации около 15%, когда начинается садка гипса.

Следует отметить, что после описания диагенетического доломита в отложениях себкхи на побережье лагун Персидского залива аналоги таких доломитов были обнаружены из многих отложений; убедительными примерами являются своеобразные типы пород из перми Днепровско-Донецкого прогиба и пестроцветные доломитовые породы с гипсом и ангидритом из силура Прибалтики.

Для многих эпигенетических доломитов характерна приуроченность к трещинам, зонам трещиноватости и разломам. В США установлен особый тектонически контролируемый тип доломитов замещения (T-dolostones); некоторые из них ассоциируются с рудами свинца и цинка и характеризуются очень высокой проницаемостью.

Эпигенетически Т-доломиты, не связанные с рудами, описаны из кембрийских, ордовикских, нижнедевонских и нижнекаменноугольных отложений США. Отмечено, что в ордовикских эпигенетических доломитах нет следов первичной структуры осадка, хорошо сохраняющейся в известняках, примыкающих к доломитизированной зоне. Изотопный анализ показал обогащение этих доломитов тяжелыми изотопами кислорода (^{18}O) и углерода (^{13}C). Это рассматривается как доказательство того, что доломитизация осуществлялась рассолами, претерпевшими испарительную концентрацию, а не связана с магматогенными процессами. В других случаях тектонически контролируемый доломит считают гидротермальным.

Метасоматическая доломитизация с сульфидной минерализацией, приуроченная к тектоническим нарушениям и зонам дробления, была обнаружена в ордовикских известняках Прибалтики; она связывается с воздействием восходящих магнезиальных вод [5, 13]. Развитие эпигенетической доломитизации

вдоль вертикальных разрывов и субрегиональных разломов подтверждено более поздними работами в Прибалтике и в Белоруссии. Доломит замещения в значительных количествах образовывался и в процессе карбонатизации рыхлых песчаных отложений, происходившей при подъеме восходящих термальных вод по разрывным нарушениям. Эпигенетическая доломитизация раннекаменноугольных известняков Московской синеклизы и Волго-Уральской области предположительно связывается с воздействием минерализованных вод, подымающихся по зонам трещиноватости или разломам девонских и протерозойских отложений.

Н. М. Страхов при обсуждении проблем доломитизирования отмечал, что в природе нет источника магния, за счет которого могла бы происходить эпигенетическая доломитизация. Ими были произведены расчеты, опровергавшие возможность интенсивной доломитизации как растворами, проникавшими сверху в толщу известняков карбона, так и солеными межкристальными водами, просачивающимися через породы; был сделан вывод, что подавляющая масса доломитов имеет седиментационно-диагенетическое происхождение. Однако возможность и масштабы доломитизации за счет вод, восходящих из более глубоких горизонтов, пока не оценены.

Весьма сильное воздействие на карбонатные породы оказывают подземные воды, богатые углекислотой, которые приобретают свойства кислоты, разлагающей силикаты и алюмосиликаты и способны извлекать магний из них и из первичных доломитовых пород. К классу углекисло-углеродных вод относятся нефтяные воды, часто имеющие высокую температуру. При проникновении их в известняки в стадию катагенеза (в понимании Н. Б. Вассоевича), когда преобразование породы происходит под влиянием возрастающей температуры, давления и изменения химического состава флюидов в результате взаимодействия различных смежных пластов, осуществляется процесс доломитового метасоматоза и образуется пористая и кавернозная порода с высоким содержанием доломита (до 76%). Проявления такой доломитизации локальны; например, в отложениях палеогена Ферганы они по мощности (до 12 м) соизмеримы с мощностью продуктивных слоев в нефтеносных горизонтах этого региона, прослеживаются на сотни метров и, по-видимому, контролируются тектоническими структурами.

В оценке масштаба эпигенетической доломитизации мнения резко расходятся: одни авторы утверждают, что за счет перечисленных выше источников магния возникают лишь прожилки доломита, небольшие пятна заполнения трещин и пор (Н. М. Страхов), другие считают, что образуются крупные гнездообразные и пластообразные тела и линзы. Размер их колеблется от немногих метров до нескольких сотен метров или до нескольких километров. Огромные доломитизированные тела мощностью до 160 м и протяженностью до 200 км описаны в нижнекембрийских отложениях Сибири. Весьма крупные массивы древних рифов часто почти нацело доломитизированы, что, как показал В. Г. Кузнецов [2], не может быть объяснено процессами первичного и седиментационно-диагенетичского осаждения магния.

Своеобразным типом эпигенетических доломитов являются доломиты, приуроченные к поверхностям стратиграфических перерывов.

Среди доломитов замещения имеются разности, формирование которых связано с процессами гипергенеза. В отложениях, представленных доломитами и ангидритами, гипергенные процессы даже в нижних частях зоны приводят

к замещению сульфатов доломитов (деангидритизация, по Я. К. Писарчик). При этом доломит наследует тонковолокнистую структуру ангидрита или форму его удлиненных кристаллов с гранями призмы.

На дневной поверхности гипергенные доломиты замещения развиваются вдоль трещин отдельности в известняках и от них распространяются к центру глыб, так что местами остаются лишь небольшие участки неизмененного известняка.

Изменения доломитов и доломитизированных известняков в зоне выветривания. Сложные гипергенные процессы, происходящие при взаимодействии вод и пород в зоне выветривания, приводят не только к замещению доломитом сульфатов и известняков, но и к дедоломитизации (раздоломичиванию) доломитов, их растворению, и дезинтеграции, реже окремнению и ожелезнению. Дедоломитизация распространена довольно широко, но редко распознается. Большинство исследователей считает, что этот процесс связан только с зоной выветривания, где воды, несущие сульфат кальция, действуют на доломит, по обратной реакции Гайдингера: $CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4 = 2CaCO_3 + MgSO_4$.

Доломиты тяготеют к наиболее проницаемым частям пластов и развиваются вдоль трещин, по поверхностям наслоения, вокруг каверн и пор; нередко залегают в виде жил, секущих пласты значительной мощности. Такое залегание и присутствие в некоторых местах налетов сернокислого магния служит подтверждением тому, что раздоломичивание происходило после образования трещин и осуществляется сейчас. При интенсивном развитии процесса образуются псевдобрекчии замещения доломита известняком, в которых остаточные участки доломита имеют вид обломков, а находящийся между ними новообразованный кальцит выглядит как цемент. Но, в отличие от истинных брекчий, псевдообломки совершенно не смещены, и их слоистость иногда улавливается в новообразованном кальците, что позволяет восстановить первичный облик породы. Обычно псевдообломки менее крепки, чем вторичный кальцит, и, выветриваясь, превращаются в доломитовую муку, которая легко удаляется; на месте ее образуются углубления и обнажается «каркас» дедоломита, образованный крепким вторичным известняком. В обнажениях эти породы выделяются своей неоднородностью: пласт то слагается тонкозернистым доломитом, то замещается брекчиевидной породой, то почти нацело переходит в крепкий известняк с блестящим изломом, иногда мраморовидный. Микроструктура разных стадий раздоломичивания полно описаны В. Г. Махлаевым, В. С. Сорокиным и И. В. Хворовой; для этих пород характерны в той или иной степени растворенные зерна доломита, заключенные в крупнокристаллический (до 1,5 мм) кальцит.

В зоне активного обмена десульфатизация обычно опережает дедоломитизацию, происходит интенсивное растворение гипса, что приводит к образованию вторичных брекчий. Среди них различают брекчии заполнения трещин, расширенных карстом, и брекчии обрушения кровли полостей. В последних местами обломки располагаются так, что напоминают косую слоистость и их можно спутать с краевыми рифовыми брекчиями. Наибольшей интенсивности дедоломитизация и образование брекчий обрушения достигают в зонах повышенной трещиноватости. В самых верхних частях зоны выветривания под влиянием почти пресных поверхностных вод с преобладанием аниона HCO_3' происходит растворение кальцита и в дедоломитах возникают каверны с доломитовой мукой, образовавшейся из реликтовых зерен доломита. Так проявляются конеч-

ные стадии гипергенеза — выщелачивание и декальцитизация пород. Переход в мучнистое состояние свойствен только доломитам; эта их особенность, как показывают структурные исследования, определятся строением кристаллической решетки. Доломитовая мука может образовывать залежи мощностью до 40 м [13].

В. Г. Махлаев (1964 г.), основываясь на экспериментах О. К. Янатьевой и своих наблюдениях, допускал. что дедоломитизация могла происходить под воздействием не только сульфатных вод, но и углекислых. Это подтверждается нахождением раздоломиченных пород в палеогене Ферганы, которые по микростроению сходны с обычными дедоломитами, но отличаются тем, что раздоломичивание захватило нефтеносные известняки, ранее претерпевшие доломитизацию. Доломитизация и раздоломичивание рассматриваются здесь как последовательные этапы воздействия на породы нефтяных вод, менявших во времени свой состав в зависимости от протекающих реакций, разного давления газов, степени сообщения с дневной поверхностью и другими факторами [10].

Из приведенных далеко не полных данных видно, что группа пластовых доломитов и особенно группа метасоматических доломитов включают генетически весьма разнородные образования, выяснение происхождения которых нередко крайне осложнено из-за развития эпигенетических процессов, сильно искажающих первичный облик пород. Достижения ренгеноструктурного и изотопного анализов и изучения рассеянных элементов (Sr и др.), освещенные в работах последних лет, позволяют надеяться на широкое использование их при выяснении генезиса доломитов. Для распознавания доломитов разного происхождения новые возможности открывает также люминесцентный анализ, примером чего могут быть результаты изучения доломитовых пород карбона Южного Тимана. Заслуживает внимания и метод длительного свободного водонасыщения доломитов, еще недостаточно апробированный. Однако все эти методы исследования должны применяться к материалу, предварительно хорошо изученному петрографически и фациально. Н. М. Страхов (1957 г.) отмечал, что при геохимических исследованиях оперирование только статистическими данными, без учета фациальной природы изучаемого материала, должно быть решительно отвергнуто, так как может создавать превратные представления. Необходимость первоначального изучения обстановок осадконакопления рекомендует и Дж. Уилсон, предложивший развернутую программу изучения карбонатных пород.

При проведении фациального анализа в связи с изучением доломитов большое значение имеют палеоэкологические данные. Они использовались многими исследователями для реконструкции условий образования первичных доломитовых осадков и выявления вторичных доломитов и послужили основанием для выделения эпигенетических доломитов среди карбонатных пород палеогена Ферганы [10], а также среди нижнекаменноугольных доломитов Московской синеклизы, которые А. Б. Ронов считал седиментационными и раннедиагенетическими.

Оценка палеоэкологических критериев неоднозначна: высказано суждение, что они не имеют значения при решении вопроса об эпигенетической доломитизации (Н. М. Страхов) и, наоборот, приведены новые факты, подтверждающие важность палеоэкологических данных для выявления эпигенетической доломитизации [5].

Анализ развития представлений о генезисе доломитов дан Н. М. Страховым, а ранее взгляды ряда исследователей критически обсуждались им во многих публикациях и вызывали дискуссию. Авторы почти всех рассмотренных Н. М. Страховым исследований изучали каменноугольные и пермские отложения Русской платформы, которые принадлежат к числу наилучше изученных в СССР. Тем не менее существуют разные представления об условиях и времени образования доломитов этого региона.

Очень слабо изученными остаются доломиты геосинклинальных формаций, которые, в отличие от доломитов платформенных областей, сильно перекристаллизованны и мраморизованы, иногда заключают пластообразные залежи магнезита и часто содержат значительную примесь вулканогенного и терригенного материала. В геосинклиналях известны сильно доломитизированные рифовые массивы с остатками разнообразного бентоса [5]. При сравнении распределения доломитов и известняков по крупным геотектоническим структурам намечается преобладание доломитов на платформах [2].

Применение доломитов в народном хозяйстве и связь их с другими полезными ископаемыми. Главным потребителем доломитов и доломитизированных известняков является черная металлургия, где эти породы используются в качестве огнеупорного материала, флюса и руды на магний. В промышленности строительных материалов доломит идет на производство магнезиального цемента, термоизоляционных материалов, извести, а также на облицовочный материал и строительный камень, высокопрочный цемент и др. При изготовлении стекла доломит вводится в состав шихты как магнезиальный компонент, повышающий химическую стойкость и механическую прочность стекла. Доломиты, содержащие ничтожную железистую примесь, используются в производстве глазурей для фарфора. В химической промышленности из доломита получают карбонат магния, магнезиальных солей и фармацевтические препараты. В небольших количествах доломит используется в резиновой, кожевенной и бумажной промышленности, в абразивном производстве, а также в сельском хозяйстве для известкования кислых почв.

Установлено, что в ранней стадии аридного литогенеза доломитообразование сопровождается осаждением меди, свинца и цинка (в рудных концентрациях), тогда как для поздней стадии характерна ассоциация доломита с галитом и сульфатами. Выше при описании седиментационных доломитов была отмечена связь фосфатонакопления с доломитообразованием, приводившая к формированию пластовых высокопроцентных фосфоритов. Образование некоторых эпигенетических месторождений урана, меди, свинца, цинка, ванадия и других металлов часто сопровождается весьма значительной доломитизацией. Вторичные преобразования карбонатных пород существенно влияют также на пористость и проницаемость пород, вмещающих крупные нефтяные и газовые залежи. Карбонатные породы не являются инертными вместилищами нефти и нефтяных вод, но за время своего бытия, в зависимости от состава растворов, насыщенности их газами и термодинамических условий, они неоднократно изменяют состав карбонатных минералов и физические свойства (пористость, проницаемость, крепость) и обогащаются вновь образующимися минералами. Изучение вторичных преобразований, включающее многообразные и сложные процессы эпигенеза и гипергенеза, представляет лишь часть крупной общей проблемы взаимодействия подземных вод и пород, которая требует согласованной коллективной работы разных специалистов — литологов, палеоэкологов,

геохимиков, нефтяников, гидрогеологов и тектонистов и становится одной из важнейших задач литологии.

Самые последние концепции и модели доломитизации, распространенные за рубежом, изложили D. H. Zenger и J. B. Dunham (1980 г.). Интерес к доломиту обусловлен также связью с залежами углеводородов и оруденением. Особенностью доломитов является разнообразие их типов и способов образования. В начале 70-х годов было показано, что доломитизация известковых осадков может вызываться поровыми водами с почти нормальными соленостью и отношением Mg^{2+}/Ca^{2+} и происходить в зоне смешения соленых и пресных вод. Тем не менее, остается фактом существование ассоциаций доломитов с эвапоритами. Большинство американских исследователей разделяет точку зрения о том, что основная масса доломитов является продуктом замещения и образуется путем растворения — осаждения. Многие аспекты проблемы доломитообразования остаются до сих пор неясными. Это прежде всего геохимия и минералогия доломитов. При изучении доломитов нельзя переоценивать значение их современных аналогов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Казанский Ю. П.* Седиментология. Новосибирск, Наука, 1976. 272 с.

2. *Кузнецов В. Г.* Геология рифов и их нефтегазоносность. М., Недра, 1978. 304 с.

3. *Лисицын А. П., Емельянов Е. М., Ельцина Г. Н.* Геохимия осадков Атлантического океана. Карбонаты и кремнезем. Новосибирск, Наука, 1977. 256 стр.

4. *Никольская Ю. П., Гордеева Г. Н.* Физико-химические исследования условий формирования доломита в природе. — В кн.: Доклады I-го Междунар. геохим. конгресса. Т. IV. Кн. 1, М., 1973, с. 314—325.

5. *Опыт* изучения вторичных изменений в карбонатных породах Прибалтики и Белоруссии. Таллин, Изд-во АН Эст. ССР, 1977.

6. *Осипова А. И., Бельская Т. Н.* Палеоэкологические критерии для выявления эпигенетических изменений карбонатных пород и некоторые особенности этих изменений (на примере отложений палеогена Ферганы). — Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1, 1975, с. 68—81.

7. *Осипова А. И.* О классификации карбонатных пород и их генетической интерпретации. — В сб.: Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., 1975, с. 260—277.

8. *Патрунов Д. К., Голубовская Т. Н.* Современное карбонатообразование. — Общая геология, том 7. М., Наука, 1976. 99 с.

9. *Пачугин М. С., Пуура В. А., Вингисаар П. А., Эрисалу Э. К.* Региональные проявления метасоматической доломитизации в связи с тектоническими нарушениями. — Советская геология, 1976, № 10, с. 78—90.

10. *Полонская Б. Я., Розонова Е. Д., Андриянова А. Г.* Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М., Наука, 1975. 104 с.

11. *Постседиментационные* изменения карбонатных пород и их значения для историко-геологических реконструкций. Ред. Кузнецов В. Г., М., Наука, 1980. 96 с.

12. *Силаев В. И.* Перекристаллизация карбонатных пород при эпигенезе. — Докл. АН СССР, 1974, 216, № 2, с. 414—417.

13. *Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Копорулин В. И.* Проблемы литологии на IX Международном седиментологическом конгрессе, Ницца (Франция), 6—12 июля 1975 г. — Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 2, 153—158.

14. *Уилсон Дж. Л.* Карбонатные фации в геологической истории. Перев. с англ. Ред. В. Т. Фролов. М., Недра, 1980, 463 с.

Глава 11

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Классификация и номенклатура. Породы, основной составляющей которых является аутигенный кремнезем (свободный и водный), определяют как кремнистые, или силициты. Для них было предложено несколько классификаций. Широкое распространение получила классификация Г. И. Бушинского, детализированная в специальной работе, посвященной текстурам и структурам кремнистых пород.

Все силициты подразделяются на две группы: опал-кристобалитовую и халцедон-кварцевую. Между ними существуют переходные разности, но тем не менее эти группы довольно четко обособлены, и в палеозое представители первой практически отсутствуют. Кремнистое вещество имеет не только разный минеральный состав, но и различную структуру: 1) колломорфную в том или ином выражении, 2) кристалломорфную и 3) промежуточную — колломорфно-кристалломорфную и субкристалломорфную. Этот ряд отражает процесс раскристаллизации кремнезема в связи с изменением его минеральной формы. Главными факторами, влияющими на степень и характер раскристаллизации, являются время и глубина погружения (геотермический градиент).

По структурным признакам сами силициты разделяются на абиоморфные (органических остатков нет или немного), биоморфные* и обломочные. Абиоморфные — представлены тремя типами, отличающимися преобладанием одной из упомянутых структурных разновидностей кремнистого вещества. Биоморфные силициты — это диатомиты, силикофлагеллиты, радиоляриты и спонголиты. Среди силицитов есть и органогенно-детритовые разности, но хорошо устанавливаются они только в спонголитах, другие же органические остатки настолько малы, что их детрит почти не различим. Вследствие этого нет необходимости выделять в классификационной схеме раздел органогенно-детритовых пород. Обломочные силициты включают различные гранулометрические разности: от брекчий и конглобрекчий до крупнозернистых алевролитов. Они состоят из обломков кремнистых пород, сцементированных кремнеземом. Очевидно, такие монолитные кремнеобломочные породы следует включить как особое подразделение в группу силицитов, подобно тому как обломочные известняки включают в группу карбонатных пород.

На основе перечисленных признаков составлена классификационная схема (табл. 11-1). От прежних она отличается главным образом уточнением структуры кремнистых пород выделением нового подразделения — обломочных силицитов.

Кремнистые породы часто содержат примеси, поэтому кроме основной классификации необходима дополнительная, отражающая их состав и количество. Эта классификация должна быть в принципе сходна с даваемой для других осадочных пород. К силицитам обычно относятся породы, содержащие свободного кремнезема 50% и более. Примесь в количестве $<10\%$ в названии породы не отмечается, примесь в больших количествах выражается соответствующим прилагательным — например, глинистый или пеплистый силицит; когда

* В структурном смысле лучше употреблять термин «биоморфный», чем «органогенный» (обычно принятый), так как последний отражает генезис, а не структуру, которая часто исчезает при перекристаллизации кремнистого вещества.

Таблица 11-1

Классификация седиментационных кремнистых пород

Минеральный состав кремнезема	Общая структура	Название породы	Микроструктура основной массы кремнезема
Опал-кристобалитовый	Абиоморфная	Трепел	Глобулярная, агрегатно-глобулярная, сгустковая, леписферная
		Опока	
		Перекристаллизованная опока (опоковидный силицит, порцелланит)	Глобулярно-кристалломорфная, агрегатно-кристалломорфная
		Гейзерит	Колломорфная, агрегатно-глобулярная
	Биоморфная	Диатомит	Хлопьевидная с глобулями и червячкообразными телами
		Силикофлагеллит	?
		Радиолярит (радиоляриевая земля)	Те же, что в опоках и порцелланитах
		Спонголит, спикулит	?
	Обломочная	Опоковая брекчия	Как и у опок
Халцедон-кварцевый	Абиоморфная	Фтанит	Агрегатно-кристалломорфная, субкристалломорфная с реликтами глобулярной
		Фтанитоид и др. кремни	Агрегатно-кристалломорфная, субкристалломорфная, участками кристалломорфная
		Яшма, новакулит	Кристалломорфная
	Биоморфная	Радиолярит (радиоляриевые яшма, фтанит, фтанитоид и др.)	Та же, что в фтанитах, фтанитоидах, яшмах и др. кремнях, но более неоднородная
		Спонголит (спонгиевые яшма, фтанит, фтанитоид и др.)	
	Обломочная	Кремниевые брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты	Та же, что в биоморфных силицитах

примеси >25% породу можно определять как сильно глинистый или сильно пеплистый силицит (синоним туфосилицит). Если примесь двухкомпонентна и оба компонента составляют >10%, они вводятся в название породы в порядке, обратном содержанию (например, песчано-глинистый силицит).

Кроме седиментационных силицитов в природе широко распространены постседиментационные, представленные конкрециями, линзами и гнездовидными образованиями.

Номенклатура кремнистых пород создана не на основе заранее разработанной классификации, она возникала постепенно, по мере изучения регионального материала и установления характерных типов (яшмы, фтаниты и т. д.). Это привело к появлению синонимов (опока, порцелланит) и несколько разному толкованию одних и тех же терминов (например, кремень). Попытки упорядочить номенклатуру встречают трудности, и работа в этом отношении не завершена. Тем не менее, большинство традиционных наименований выдержало испытание временем. Не все типы кремнистых пород, однако, обладают признаками, резко выделяющими их среди других, поэтому широко пользуются терминами общего значения. В нашей литературе это — силицит, кремень* или кремнистый сланец; два последних термина обычно относят к твердым разностям преимущественно халцедон-кварцевого состава. В зарубежной литературе широко применяется термин chert; иногда он используется для всех кремнистых пород, но существует тенденция ограничить его применение халцедон-кварцевыми разностями (chert-s. str), опал-кристобалитовые же называть порцелланитами.

Седиментационные силициты. Происхождение и условия образования. При рассмотрении генезиса силицитов возникают две проблемы: происхождение кремнистых осадков и трансформация их в литифицированные породы.

Первая проблема имеет три аспекта: 1) источник кремнезема, 1) способ его перехода в твердую фазу и 3) физико-географическая обстановка кремненакопления.

1. Источником SiO_2 являются: суша (вынос растворенного кремнезема реками), магматические очаги и сами воды морей и океанов, содержащие огромные массы «обезличенного» кремнезема, утратившего связь с первичными источниками.

2. Переход SiO_2 в осадок возможен и биогенным, и хемогенным способом; последний большинством литологов сильно ограничивается или даже отрицается на основании того, что современная гидросфера резко недосыщена кремнеземом. Растворимость аморфной SiO_2 при обычной температуре 100—140 мг/л, а содержание в морской воде от 0,1 до 10 мг/л; в иловой воде концентрация SiO_2 в несколько раз выше, но и здесь не достигает обычно насыщения по отношению к аморфной фазе, хотя в 5—7 раз выше равновесия растворимости кварца. Эксперименты показали, что гидроокислы некоторых металлов способны соосаждать кремнезем из разбавленных растворов; при этом образуются гидроокислы силикатов, диагенетическое преобразование которых может привести к освобождению SiO_2. Несомненно такой процесс существует, но едва ли

* Некоторые исследователи кремнями называют только конкреционные силициты, другие употребляют этот термин более широко, определяя им все твердые кремнистые породы. Последнее прочно вошло в литературу, поэтому если из текста неясно, надо указывать, о конкреционных или пластовых силицитах идет речь.

он способен обеспечить накопление мощных толщ высококремнистых пород. Если считать, что гидросфера прошлых геологических эпох была столь же недосыщенной кремнеземом, что и сейчас, то хемогенная садка в больших масштабах была невозможной, за исключением особых условий (близость к местам высачивания гидротерм). Существуют данные, что до массового расцвета диатомовых водорослей, сильнейших извлекателей SiO_2, содержание последнего в гидросфере должно было быть выше и, следовательно, легче могли создаваться условия для хемогенного кремненакопления. Таким рубежом считается середина мезозоя.

3. Обстановка кремненакопления разнообразна: это — океаны, моря и озера. В каждой из них для образования высококремнистых накоплений необходимо не только поступление больших масс кремнезема в осадок, но и малое разбавление другими веществами. Особое значение имеет разделение кремнистого и карбонатного материала. Три причины этому способствуют: климатические условия, батиметрия и подводный вулканизм (вынос CO_2 и других кислых газов). В разных случаях каждый из этих факторов приобретает определяющее значение.

Океаны с их краевыми морями и заливами являются главной областью современного кремненакопления. Высококремнистые осадки приурочены к трем широтным поясам: южному циркумполярному (главный пояс), северному Тихоокеанскому и экваториальному, прослеживаемому в Тихом и Индийском океанах [3]. Всюду здесь кремненакопление связано с зонами высокой биологической продуктивности, что обусловлено подъемом глубинных вод, богатых питательными веществами (зоны дивергенции). Кроме того аккумуляция кремнезема наблюдается локально, главным образом у западных окраин континентов, тоже в связи с дивергенцией. На распределение кремнистых осадков в пределах поясов кремненакопления влияет батиметрия: выше уровня карбонатной компенсации (4600—4700 м) высококремнистые осадки исчезают, уступая место известковым. Источником SiO_2 являются сами воды океана. Отложение кремнезема происходит в основном биогенным путем. При этом главное значение имеют диатомовые водоросли, образующие осадки во всех трех поясах. Второе место занимают радиоляриевые и радиоляриево-диатомовые илы, распространенные в основном в экваториальном поясе. Все это преимущественно пелагические образования, хотя известны и неритические диатомовые, обогащающие шельфовые отложения кремнеземом. Меньшее значение имеют кремнегубковые осадки, развитые локально на шельфе, обычно в пределах поясов кремненакопления.

В последнее время на количественной основе представлена модель современного накопления аморфного кремнезема в пелагиали Тихого океана (Богданов и др., 1980).

Бурение в океанах показало, что в неогене размещение кремнистых осадков было близким к современному, а в палеогене и мелу хорошо прослежен сейчас лишь экваториальный пояс, простиравшийся в Атлантику.

Среди морских кремнистых пород, развитых в пределах континентальных блоков, различаются платформенные и геосинклинальные.

В платформенных бассейнах было два главных ареала кремненакопления. В мезо-кайнозойских морях (мел-палеогеновых), лучшими примерами которых являются Южнорусский и Западносибирский бассейны, кремнистые осадки отлагались в мелководной периферической зоне, окаймлявшей низменный конти-

нент и острова. К берегу они сменялись песками, а в глубь бассейна либо глинистыми, либо известковыми осадками. В целом кремненакопление тяготело к северным участкам, сменяясь в южном направлении карбонатообразованием, что отражает влияние климатического фактора на разделение этих седиментационных процессов. По поводу происхождения рассматриваемых силицитов существуют разные взгляды. Одни считают их биогенными, другие — частичио хемогенными; появилось также представление, что некоторые разновидности силицитов — это измененный пепел [4]. В палеозое закономерности размещения платформенных кремнистых осадков были иными. Они обычно приурочены к краевым частям платформ и латерально связаны с геосинклинальными кремнистыми формациями.

В геосинклиналях известны две главные обстановки кремненакопления, соответствующие разным стадиям геосинклинальным развития.

Во-первых, это бассейны ранних стадий*, для которых характерны подводные излияния основных лав. Кремнистые породы и эффузивы образуют парагенез, известный во всех палеозойских и раннемезозойских геосинклиналях. Планетарные закономерности размещения силицитов здесь иные, чем современных кремнистых осадков. Они сосредоточены не в широтных поясах, а располагаются в соответствии с положением геосинклиналей; часто это меридиональные зоны (Кордильерская, Аппалачская, Уральская). Силициты представлены радиоляритами, реже спонголитами, чередующимися с кремнистыми породами, не содержащими органических остатков. Батиметрический диапазон кремненакопления большой, но преобладали относительно глубоководные пелагические условия. Вулканогенный источник SiO_2 играл существенную роль в формировании силицитов, возникавших и биогенным, и хемогенным способом. Характерно широкое развитие бескарбонатных силицитов, чему очевидно способствовало поступление кислых вулканических газов, а иногда и преобладание глубоководных условий.

Во-вторых, кремнистые осадки в большом количестве появлялись в бассейнах, располагавшихся рядом с островными вулканическими дугами, поставлявшими много пирокластики. Примером являются мезозойские и третичные отложения Тихоокеанского обрамления. Кремнистые породы здесь чаще представлены диатомитами и продуктами их изменения, реже радиоляритами. Они чередуются с туфами и сами часто обогащены пирокластикой. Формировались отложения в батиальных и шельфовых условиях. Источником SiO_2 могли быть как морская вода, так и вулканогенные продукты (гидротермы, тонкая пирокластика).

Большая новая информация о геосинклинальных кремнистых породах, их составе, происхождении и закономерностях размещения дана в работе коллектива авторов [5].

Озерное кремненакопление связано, во-первых, с пресноводными водоемами послеледникового ландшафта и, во-вторых, с озерами (запрудными, кальдерными) областей активного вулканизма. В первом случае это диатомиты, во втором, кроме того, хемогенные отложения.

Вторая проблема — трансформация кремнистых осадков в твердые породы — обратила на себя особое внимание в связи с обработкой материалов океанического бурения. Появилась возможность наблюдать в едином разрезе посте-

* В последнее время эти стадии стали определять как океанические.

пенный переход современных биогенных илов в литифицированные силициты. Большую популярность приобрела гипотеза «вызревания» (maturation), согласно которой биогенный аморфный кремнезем в диагенезе переходит в неупорядоченный кристобалит (опал и люссатит), замещающийся в катагенезе халцедоном и кварцем. Процесс этот, таким образом, двустадийный. Была сделана попытка примерно оценить продолжительность каждой стадии на основании данных бурения. Первая стадия охватывает по крайней мере 20—50 млн. лет, вторая — около 70—90 млн. лет. Трансформация опала в кварц через кристобалитовую стадию была воспроизведена и экспериментально. Главными факторами, определяющими скорость минеральных превращений, являются температура и время. Одни исследователи считают, что оба превращения осуществляются путем инверсии в твердом виде, другие — что по крайней мере первое связано с растворением опала и выпадением из поровых растворов неупорядоченного кристобалита.

Хотя механизм трансформации аморфного кремнезема в кристаллический не вполне ясен, но, по-видимому, оба способа трансформации могут иметь место в природе.

Главные типы пород. В опал-кристобалитовой группе выделяются следующие типы пород.

Опоки* — относительно плотные и твердые породы (ноготь не оставляет черту или последняя выражена слабо; острый металлический предмет царапает породу); они имеют разную окраску: белую, серую, почти черную, коричневую и зеленую разных оттенков. Выделяются две разновидности, связанные постепенным переходом: «нормальные опоки» и «окремнелые опоки». Первые — тонкопористые, легкие (средняя плотность 1—1,6 г/см^3, обычно 1,2—1,3 г/см^3) с полураковистым изломом, вторые — плотнее и тверже (средняя плотность 1,4—1,8 г/см^3), «звонкие» с раковистым изломом; в их составе появляются халцедон и кварц.

Микроструктура опок: глобулярная, агрегатно-глобулярная, сгустковая, но в некоторых разностях (преимущественно геосинклинальных) появляются кристалломорфные участки. Изучение опок с помощью сканирующего микроскопа показало, что часто глобули состоят из тонких (30—50 нм) пластинчатых кристаллов люссатита (рис. 11-1); такие образования получили название «ежиков», или леписфер. В. И. Муравьевым было установлено, что кристаллы образуют лишь внешнюю оболочку, ядра же леписфер состоят из опала. Органических остатков в опоках обычно мало. Между типичными опоками и биоморфными опал-кристобалитовыми породами существуют переходы.

Содержание кремнезема колеблется в больших пределах (50—85% и выше) из-за разного количества примесей. Из аутигенных минералов характерны монтмориллонит, глауконит, пирит и цеолиты.

Трепелы по существу являются разновидностью опок, обладающей меньшей средней плотностью (0,7—1,2 г/см^3). Микроструктура их глобулярная, с хорошо выраженными леписферами. Органических остатков нет или мало. Содержание SiO_2 колеблется в больших пределах, но обычно не превышает 70—75%. Примесь та же, что в опоках.

* В зарубежной литературе, особенно американской, термина опока нет; более мягкие их разности относятся к трепелам, более твердые, фарфоровидные определяются как порцелланиты.

Диатомиты — белые, желтовато-серые и темно-серые мягкие, тонко пористые, с землистым изломом, состоящие из мельчайших (0,01—0,2 мм) панцирей диатомей, количество которых в наиболее чистых разностях достигает 30—70 млн в 1 $см^3$. Средняя плотность от 0,21 до 1 $г/см^3$; на её увеличение влияют глинистая примесь и степень изменения створок диатомей. Образованы породы опалом и кристобалитом. При электронномикроскопическом изучении видно скопление мельчайших глобуль внутри створок (начало превращения органических остатков в глобулярный кремнезем). Пространство между створками представляет собой колломорфную массу. Содержание SiO_2 достигает 80—95%, особенно высоко оно в диатомитах вулканических озер. Кроме чистых диатомитов встречаются глинистые и пеплистые разности.

Силикофлагелиты — легкие (средняя плотность 0,9—1,2 $г/см^3$), светло-серые и коричневато-серые породы, в которых главным породообразующим компонентом являются кремневые жгутиковые водоросли (силикофлагелиты); вместе с ними часто присутствуют диатомеи. Этот тип силицитов установлен недавно [1].

Радиоляриты опал-кристобалитового состава похожи на обычные опоки и их можно определять как радиоляриевые опоки. Легкие мягкие разновидности радиоляритов иногда называют радиоляриевыми землями. При фоссилизации раковины радиолярий часто растворяются, а пустоты заполняет халцедон, возникают халцедон-кристобалитовые радиоляриты.

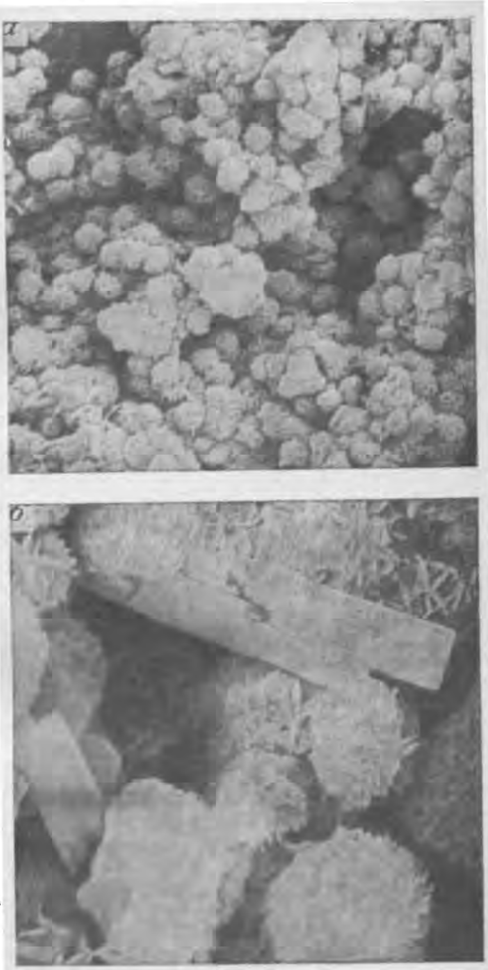


Рис. 11-1. Леписферная («ежиковая») структура опок (материал В. И. Муравьева).
а — эоцен, Донбасс, увел. 1500; *б* — сенон, Брянская обл., увел. 10 000

Спонголиты бывают от почти белых до темно-серых разных оттенков. Средняя плотность от 0,8—1 до 1,4—1,5 $г/см^3$, твердость различна. Примесь та же, что в опоках, причем особенно характерна известковая. Рыхлые разности спонголитов есть предложение называть спикулитами. Пористые некрепкие кристобалитовые или халцедон-кристобалитовые породы с содержанием спикул губок

от 10 до 50% иногда определяют как гэзы. Этот термин был введен Л. Кайе, но широкого распространения не получил из-за некоторой неопределенности. Местами, однако, он используется.

Группа силицитов халцедон-кварцевого состава представлена следующими типами пород.

Фтаниты (лидиты) — темные, иногда почти черные, твердые породы с блестящим или матовым раковистым изломом. Текстура как однородная, так и тонкослоистая, что связано с неравномерным распределением минеральных примесей и органических остатков. Обычно порода очень тонко раскристаллизована и обладает субкристалломорфной и агрегатно-кристалломорфной микроструктурой, с реликтами глобулярной. Докембрийские представители — шунгитовые фтаниты — имеют уже хорошо выраженную кристалломорфную микроструктуру. Существенной частью фтанитов часто является халцедон и поэтому иногда такие породы определяют как халоцедонолиты. Органические остатки в одних слоях отсутствуют или редки, в других являются породообразующими. Характерны радиолярии и спонгии (радиоляриевые и спонгиевые фтаниты). Иногда довольно обильны остатки с хитиноидным скелетом (акритархи, хиолиты и др.). Содержание SiO_2 различно, достигая 95%; наиболее обычная примесь — глина, в некоторых толщах кроме того карбонатный материал; спорадически присутствует пирокластика. Фтаниты обладают некоторыми особенностями состава: в них повышено содержание $C_{орг}$ (до нескольких процентов), вследствие чего железо находится в закисной форме, обычно пиритной; нередко отмечаются фосфатизация и повышенные значения V, Mo, а иногда Cu и Au. При длительном выветривании, особенно на пенеплене, фтаниты обесцвечиваются, приобретая фарфоровидный облик (патинизация).

Фтанитоиды — внешне похожи на фтаниты, но менее темные, обычно с синим, голубым и зеленым оттенками. Основные структурные и текстурные особенности у них тоже сходны, но фтанитоиды несколько лучше раскристаллизованы и обладают агрегатно-кристалломорфной микроструктурой с кристалломорфными участками. Органические остатки — радиолярии и спонгии. Общий химический состав тот же, что и у фтанитов, но в среднем содержание $C_{орг}$ и фосфора — ниже, марганца — выше; в некоторых фтанитоидных толщах встречаются редкие и небольшие марганцевые рудопроявления. Все отмеченные отличия прямо или косвенно связаны с уменьшением органического вещества, и чем его меньше, тем меньше сходства с фтанитами.

Есть предложение рассмотренные халцедоно-кварцевые силициты объединить под общим названием «яшмовидная порода».

Яшмы* — твердые породы с раковистым изломом. Они чаще красные разных оттенков, или зеленые, а также полосчатые: красные прослои чередуются с зелеными, желтыми, лиловыми; изредка встречаются темно-коричневые и почти черные разности, образующие линзы и прослои среди красных или зеленых. Текстура — как однородная, так и слоистая. Породы от тонко- до криптокристаллических; преобладает кристалломорфная микроструктура. Органические остатки представлены обычно радиоляриями, реже спикулами кремневых губок. Они либо редко рассеяны в породе, либо являются породообразующими (радиоляриевые и спонгиевые яшмы). Часто наблюдается тонкое чередование биоморфных прослоев и прослоев с редкими органическими остатками или без

* Глубоко метаморфизованные яшмы, утратившие черты осадочной породы и яшмы не осадочного происхождения (яшмоиды) здесь не рассматриваются.

них. Содержание SiO_2 колеблется в широком пределе, достигая 95—97%. Наиболее обычной примесью является глинистое и карбонатное вещество, причем во многих палеозойских формациях яшмы бескарбонатны. Некоторые особенности химического состава резко отличают яшмы от фтанитов. В яшмах железо представлено окисной формой (гематит, гётит), причем его содержание иногда достигает значений, при которых порода должна уже квалифицироваться как железистая. Углерод и фосфор в яшмах почти отсутствуют, но содержание марганца, как правило, превышает средние значения для осадочных пород; распределен он неравномерно, образуя местами рудные концентрации.

Новакулиты — («арканзасский камень») — молочно-белые породы с полураковистым изломом. Для них характерен близкий размер породообразующих частиц (обычно в пределах 15—25 мк); микроструктура кристалломорфная с плотной упаковкой. Минеральный состав — кварцевый; халцедон обычно присутствует в незначительном количестве. Органические остатки представлены либо радиоляриями, либо спикулами губок; как правило, их мало. Новакулит самая высококремнистая порода — SiO_2 достигает 99% и более. Кроме типичного новакулита, стали выделять и субновакулит, отличающийся менее однородной структурой и составом; в нем отмечаются алевритовая примесь и включения пирита или гематита.

Кремнеобломочные породы представлены брекчиями, конгломератами, гравелитами и песчаниками, меньшее значение имеют алевролиты. Спонголитовые конгломераты и гравелиты известны в платформенных меловых отложениях, а обломочные фтаниты и фтанитоиды (реже яшмы) — среди палеозойских эвгеосинклииальных толщ. Состоят такие породы из обломков силицитов, без примеси или с незначительной примесью другого материала. Обломки имеют различную окатанность и сортировку. Связующей массы, как правило, очень мало и она тоже кремнистая. Текстура разная, часто градационная; иногда отмечаются текстуры, характерные для подводных оползней. Обычно крупнообломочные породы являются внутриформационными образованиями и могли возникать либо при обмелении моря и последующей трансгрессии, либо при разрушении внутрибассейновых кордильер, сложенных местными кремнистыми породами.

Особым типом седиментационных кремнистых образований являются гейзериты, возникающие вблизи выходов термальных источников. Они состоят из силикагеля, имеющего характерную глобулярную структуру и нередко плойчатую текстуру (чередование плотных опаловидных «слойков» с порошковатыми, состоящими из относительно крупных глобуль). Гелевый кремнезем довольно быстро переходит в опал и кристобалит. В ископаемом состоянии гейзериты сохраняются исключительно редко.

Постседиментационные силициты. В природе широко распространены диа- и катагенетические кремни, причем во многих случаях нельзя уверенно определить, к какой из этих двух стадий они относятся. Меньшее значение имеют гипергенные образования.

Диа- и катагенетические кремни обычно представлены конкрециями; нередко они приурочены к определенным горизонтам, иногда переходящим в сплошные кремневые линзы и пласты. Механизм образования кремнистых конкреций в принципе тот же, что для конкреций вообще (см. стр. 59). Источником SiO_2 здесь являются, во-первых, седиментационный кремнезем, рассеянный во вмещающем осадке, и, во-вторых, кремнезем, освобождающийся при пост-

седиментационном минеральном преобразовании некоторых нестойких силикатов.

Конкреции имеют различный минеральный состав: опал-кристобалитовый, кварц-халцедон-кристобалитовый, кварц-халцедоновый; встречаются и зонарные конкреции с кварцевым ядром и внешними зонами из кристобалита, иногда с халцедоном, и кристобалита и кальцита. В конкрециях, как и седиментационных силицитах, имеет место «минеральное вызревание», причем начинается оно с центра конкреции.

Конкреции возникают в осадках и породах разного состава. Существуют разногласия по поводу влияния последнего на минеральный состав конкреций. Одни исследователи отрицают такое влияние, другие — придают большое значение составу вмещающего материала; по их данным, в осадках, обогащенных глинистым веществом, предпочтительно развиваются кристобалитовые конкреции, а в чисто известковых — кварцевые. По-видимому, в общем виде вопрос этот окончательно не решен.

Структура конкреционных кремней, их форма и процесс формирования во многом определяются характером вмещающей породы.

Особенно часто кремневые конкреции присутствуют в карбонатных породах. Состоят конкреции из халцедона и кварца, реже из кристобалита и халцедона. Структура вмещающей породы определяет таковую кремней. Так, в писчем мелу последние (они получили название флинтов) крипто-микрокристаллические однородные и имеют глобулярную или агрегатно-глобулярную микроструктуру. Внешне флинты — плотные, часто зонально-полосчатые, с характерным жирным блеском на раковистом изломе; в тонких осколках они полупрозрачны, имеют острые режущие края. В тонкозернистых известняках встречаются конкреции флинтовидных силицитов. Они менее равномерно раскристаллизованы и в них появляются участки с кристалломорфной микроструктурой. В известняках первично неоднородных: детритовых, оолитовых и др. кремни неравномерно и более крупно раскристаллизованы, в них обычно хорошо различимы очертания органических остатков, оолитов и других породообразующих частиц. Иногда в кремнях заметны контуры ромбоэдров доломита (обычно окремнение — процесс более поздний, чем доломитизация). Образование рассматриваемых конкреций связано с метасоматическим замещением карбонатного материала кремнистым. Некоторые исследователи полагают, что этот процесс происходил через нестабильную промежуточную фазу силиката кальция.

Другой тип кремней, имеющих явно диагенетическое происхождение и образующих как конкреции, так и прослои, известен в молодых отложениях некоторых щелочных озер вулканических областей. Механизм формирования кремней здесь существенно иной. Воды этих озер богаты растворенным бикарбонатом натрия, их pH достигает 11, и они способны удерживать в растворе большое количество SiO_2. Местами здесь возникают накопления содовых силикатов: магадиита и др., которые с погружением исчезают, уступая место кремнистым образованиям, причем наблюдается постепенный переход этих минеральных накоплений в кремень. В основе трансформации лежит реакция:

$$NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O + 2H^+ \longrightarrow 7SiO_2 + 8H_2O + Na^+.$$

Возникающие здесь кремнистые конкреции серые и зеленовато-коричневые, плотные, с характерной тонкой белой корочкой. В конкрециях много ядер солевых кристаллов (галит, трона). Состоят кремни из тонкокристаллического

халцедона и кварца, а белая корочка — из минералов содовых силикатов, иногда с кварцем и цеолитами. Характерно, что несмотря на очень молодой возраст, эти кремни, получившие название «Magadi-type», не содержат кристобалитовой фазы, так же как не обнаружен в них и опал. Поэтому есть основания считать, что кремнезем здесь осаждался прямо в виде кварца.

Образование постседиментационных кремней связано также с изменением вулканических пеплов. Пепел трансформируется в монтмориллонит или монтмориллонит+цеолиты. Этот процесс был изучен на примере Монтерейской туфово-кремнистой формации. Здесь установлены все стадии изменения витрических туфов в бентониты. Глинизация пепла связана с уменьшением в породе содержания SiO_2 (от 72 до 50%) и щелочей. Освобождающийся кремнезем отлагался либо в самом туфовом пласте, либо в соседних слоях. Свежие пеплы приурочены к верхней части разреза и ассоциируют с диатомитами, а измененные (включая бентониты) — к нижней, и чередуются с порцелланитами. Последние являются более высококремнистыми породами, чем предполагаемые исходные диатомиты, что определяется «добавкой» SiO_2, освобождающейся при девитрификации пепла, к диатомиту.

Гипергенные кремни характерны для определенных климатических обстановок. В областях теплового гумидного климата в зоне поверхностного выветривания происходит декальцитизация кремнистых известняков и образуются сильно пористые высококремнистые породы. В условиях тропического климата с сухими сезонами имеет место окварцевание известняков медленно фильтрующимися водами и возникают своеобразные кремневые плиты — террешты. В корах выветривания известно накопление «мучнистого кварца» — маршаллита, образующегося по тонкозернистым известнякам. Окремнение характерно также для жарких и сухих бессточных областей, где иногда оно распространено на больших пространствах. К таким образованиям относятся «силькреты», или «поверхностные кварциты».

Методы исследования. Кроме обычных методов, применяемых при изучении необломочных осадочных пород, силициты из-за особенностей их состава, структуры и физических свойств требуют применения некоторых дополнительных анализов и специфических приемов интерпретации аналитических данных.

Одной из задач является определение минеральной формы породообразующего кремнезема. При этом используются три метода: инфракрасная спектроскопия, рентгеноструктурный и химический анализы.

ИК-спектроскопия — метод простой, быстрый, требующий мало материала. Для кремнезема характерны полосы поглощения в области 1250—1100, 830—750 и 530—460 $см^{-1}$. Но кроме них у каждой минеральной формы есть свои специфические полосы. У α-кварца — 1167, 784, 695 и 526 $см^{-1}$; у α-кристобалита — 1200 и 625; халцедон не всегда диагностируется точно, в большинстве образцов отмечаются полосы кварца иногда с дополнительной полосой 560 $см^{-1}$, кроме того в некоторых случаях присутствует небольшое количество молекулярной воды (полосы около 1640 $см^{-1}$). Спектры поглощения опалов весьма разнообразны; в осадочных силицитах это обычно спектры α-кристобалита с добавлением полосы 1640 $см^{-1}$ (молекулярная вода). Использование рассматриваемого метода при изучении кремнистых пород показало, что с его помощью нельзя выявить все присутствующие модификации SiO_2, так как на спектрах обычно отражается только преобладающая, другие же улавливаются неотчетливо или совсем не улавливаются. Поэтому метод может быть использован

для определения принадлежности породы к тому или иному типу, но для точных минералогических исследований он не пригоден.

Более надежен в этом отношении рентгеноструктурный анализ. Опал определяется по одному широкому слабому рефлексу около 0,4 нм; подобная дифрактограмма получена при исследовании раковинок диатомей и радиолярий; она сходна с таковой кремнистых стекол и гелей. Неупорядоченный кристобалит (люссатит) устанавливается по базальному рефлексу 0,404 нм и некоторым другим; практически в кристобалитовых силицитах главный рефлекс проявляется в области 0,406—0,411 нм, а второй по интенсивности — в интервале 0,247—0,249 нм. Кварц определяется по рефлексам 0,334; 0,424 нм и др. Интенсивность рефлексов позволяет судить об относительном количестве минералов. Некоторым недостатком метода является то, что не всегда можно оценить роль рентгеноаморфного вещества и что халцедон не отличим от кварца.

Химический анализ силицитов, кроме полного силикатного, включает определение форм кремнезема методом растворимости. Силикатный анализ не позволяет прямо оценить количество свободного кремнезема, так как SiO_2 входит в алюмосиликаты, всегда присутствующие в кремнистых породах и представленные чаще всего либо глиной, либо хлоритом и пеплом, иногда цеолитами. Все эти минералы содержат разное количество SiO_2: в серицśrednite — 1,2 части, в гидрослюдах 1,5—2, в хлорите 1—1,9, в монтмориллоните 2,5—3, в липарите — около 5 и т. д. (приблизительные цифры). Поэтому чтобы рассчитать количество алюмосиликатного SiO_2, необходимо определить минеральный состав примесей и выбрать соответствующий коэффициент; затем из валового SiO_2 вычитается SiO_2 — алюмосиликатное и находится приблизительное количество свободного кремнезема. Полученная цифра будет завышенной, если в породе есть примесь обломочного кварца, что необходимо учитывать в тех случаях, когда она значительна. Для определения модификаций кремнезема часто используют различную растворимость опала и кварца в щелочных растворах. Для определения легко растворимой формы (кристобалит) одни исследователи рекомендуют пятикратную обработку 5%-ным раствором соды, другие — 5%-ным раствором KOH, при котором извлечение более полное. Оба способа дают важную информацию о минеральном составе, но далеко не точную, так как они не позволяют определить относительное содержание опала и кристобалита, и кроме того в раствор могут перейти тонкораскристаллизованный халцедон, частично вулканическое стекло и некоторые алюмосиликатные минералы.

Хотя каждый из рассмотренных методов имеет недостатки, в совокупности они дают достаточно точное представление о количестве свободного SiO_2 и его минеральной форме. Последнее необходимо при изучении мезо-кайнозойских силицитов, где присутствуют разные модификации SiO_2, определяющие полезные свойства пород. Для палеозойских представителей главная задача — определение свободного кремнезема; при этом основное значение имеет силикатный анализ.

Структура силицитов, как и других осадочных пород, определяется обычным петрографическим методом. Но так как среди силицитов преобладают очень тонко раскристаллизованные, то большое значение приобретает изучение структуры (микроструктуры) с помощью электронного микроскопа. Существует два способа: «сканирующий» и «репликовый». Первый выразительнее и особенно удобен для изучения опал-кристобалитовых пород (получение высококаче-

ственных реплик из них сопряжено с трудностями); однако и второй способ дает хорошие результаты, он имеет преимущество перед первым, когда необходимы особенно большие увеличения (>40 000) и когда поверхность скола не рельефна. Электронный микроскоп позволяет при очень больших увеличениях видеть характер сколовой поверхности, определяемой формой породообразующих частиц и их соотношением. При этом надо иметь в виду, что площадь каждого препарата очень небольшая (1,5—3 мм^2), а многие, даже внешне однородные породы обладают сложной микроструктурой. Поэтому чтобы правильно ее определить, необходимо просмотреть несколько (10—15) препаратов из каждого образца.

Опыт работы с силицитами показал, что разнообразие сколовых поверхностей можно свести к нескольким характерным типам, объединяемым в 3 группы. Первая представлена блоковыми поверхностями, вторая — разнообразными бугорковыми (бугорковые, лопастевидные, натековидные и др.), третья — сложными, состоящими из разного сочетания элементов, характерных для двух первых групп. Каждой из этих поверхностей отвечает определенная микроструктура кремнистого вещества. Блоковым поверхностям соответствует кристалломорфная структура; бугорковым — глобулярная, сгустковая, хлопьевидная и другие колломорфные структуры; поверхности третьей группы характерны для пород, в которых кристалломорфные участки сочетаются с глобулярными, или в которых глобули и их агрегаты начинают приобретать кристаллические очертания. В целом ЭМ изучение силицитов показывает структурное развитие пород, сопровождающее их «минеральное вызревание». Использование электронного микроскопа потребовало введение новых градаций размерности для структур, ранее определявшихся как крипто- и микрокристаллические. Были сделаны различные предложения. Приводится следующая номенклатура микроструктур: <0,1 мк — ультрамикропелитовая, 0,1—1 мк — микропелитовая, 1—2,5 — мелкопелитовая, 2,5—5 — среднепелитовая и 5—10 — крупнопелитовая. Такие наименования основаны на том, что частицы в 10 мк и менее определяются обычно как пелиты.

Различные типы опал-кристобалитовых пород обладают характерными физическими и физико-химическими свойствами, определяющими их значение как полезных ископаемых. Это главным образом: средняя плотность, удельная поверхность и пористость (определяющие адсорбционные свойства), гидравлическая активность и некоторые другие. Для типизации пород, как мы видим, иногда важную роль играет средняя плотность (трепел, опока). Методы определения упомянутых свойств даны в специальных работах.

Для установления происхождения кремней стал применяться изотопный анализ кислорода [2]. Для соотношения ^{18}O к ^{16}O первостепенное значение имеет температура формирования. В гидротермальных кварцах $\delta^{18}O$ 14—16%, достигая максимума 18%. Предполагается, что для кремней эндогенного происхождения следует ожидать величин $\delta^{18}O$ порядка 20—25% и ниже. В морских осадочных силицитах $^{18}O/^{16}O$ много выше, причем наблюдается тенденция снижения этого отношения с увеличением геологического возраста. В кремнях из океанических осадков $^{18}O/^{16}O$ колеблется от +31,0 до +37,5%, что соответствует температуре образования 10—30 °С. Близкие значения получены для кремней из осадочного чехла Европейской платформы [2].

Приведенные цифры относятся к нормально-морским образованиям; при увеличении солености $\delta^{18}O$ возрастает. Так, на примере озерных отложений

Восточной Африки было установлено, что $\delta^{18}O$ в кремнях из сильно осолоненных озер имеет значение 42,1%, из умеренно соленых 38%, из слабо соленых 33,6% [11].

Содержание посторонней примеси может исказить значение $\delta^{18}O$ кремнезема, поэтому для изучения пригодны лишь образцы, в которых SiO_2 составляет не менее 90%.

Практическое применение. Большое значение как полезное ископаемое имеют опал-кристобалитовые породы. Благодаря ряду физических и физико-химических свойств они широко используются как гидравлические добавки, как теплоизоляционные, строительные и фильтрационные материалы, как наполнители, катализаторы, адсорбенты. Это, таким образом, многоцелевое сырье. Их потребителями являются 14 отраслей народного хозяйства, главные из которых — цементная, теплоизоляционная и строительная промышленности. Породы приобретают все более важное значение в связи с возможностью их использования как осушителей природного газа и нефти.

Основные месторождения опал-кристобалитового сырья связаны с морскими платформенными отложениями; крупные высококачественные месторождения выявлены также среди озерных толщ вулканического и ледникового ландшафта.

Применение кварцевых и халцедоновых силицитов более ограниченно. Они используются в строительной, огнеупорной и поделочной промышленности, а также при некоторых технологических процессах в металлургии (флюсующие добавки). Ценным сырьем являются новакулиты, используемые в качестве тонкого абразива.

Силициты имеют и косвенное практическое значение, так как с ними ассоциируют некоторые полезные ископаемые, такие как марганцевые и железные руды, фосфориты, вандиеносные отложения, бариты. Для их поисков необходимо знать и характер связей с определенными типами кремнистых пород и закономериости размещения последних. Марганцевые руды встречаются как с опал-кристобалитовыми, так и с халцедон-кварцевыми силицитами. С первыми связаны такие месторождения, как, например, Чиатурское. Очень характерна ассоциация марганцевых руд с яшмами; месторождения здесь обычно небольшие, но их много. Железо местами обогащает яшмы, образуя кремнисто-гематитовые тела; в виде сульфидов оно концентрируется во фтанитовых толщах. Однако сколько-нибудь богатых месторождений в кремнистых толщах фанерозоя нет. В докембрии железо тесно связано с кремнеземом, при этом содержание его гораздо выше и известно много богатых месторождений. Фосфориты и ванадиеносные сланцы ассоциируют с фтанитами и фтанитоидами, причем иногда образуют богатейшие залежи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дистанов У. Г., Глезер З. И.* Силикофлагеллит — новый тип опаловых кремнистых пород. — Литол. и полезн. ископ., № 2, 112—114, 1974.

2. *Левитан М. А., Донцова Е. И., Лисицын А. П., Богданов Ю. А.* Генезис кремней в осадках Тихого океана по данным изотопного состава кислорода и анализа особенностей их распределения. — Геохимия, № 3, 420—429, 1975.

3. *Лисицын А. П.* Осадкообразование в океанах. М., Наука, 1974. 438 с.

4. *Муравьев В. И.* О генезисе опок. — Литол. и полезн. ископ., № 4, 94—106, 1973.

5. *Осадкообразование* и вулканизм в геосинклинальных бассейнах/Т. Н. Херaскова, И. В. Хворова, В. Н. Григорьев и др. М., Наука, 1979. 236 с.

Глава 12

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ И АЛЮМИНИЕВЫЕ РУДЫ

Алюминий является одним из широко распространенных элементов. Его кларк в земной коре — 8,8, или 16,4 глинозема (Al_2O_3). Кларки глинозема в литосфере колеблются в значительных пределах (табл. 12-1). Кларки концентраций алюминия в различных типах его промышленных руд не велики и не превышают 2,5—4, а в нефелиновых рудах и анортозитах значительно меньше (содержание Al_2O_3 в промышленных нефелиновых рудах колеблется в пределах 22—28%, а в анортозитах 25—30%). Отнесение породы к алюминиевой руде определяется не только содержанием в ней Al_2O_3, а также рядом других параметров, и в первую очередь кремниевым модулем (Al_2O_3/SiO_2), количеством щелочей (полезная примесь), серы, кальция, сидерита (вредные примеси). Кроме того иногда существенное значение для использования породы в качестве руды на алюминий приобретает экономический фактор (глубина залегания пород, освоенность района, гидрогеологическая обстановка).

Таблица 12-1

Кларки глинозема в горных породах (по А. П. Виноградову, с дополнениями по Ф. Кларку)

Порода	Кларк %	Порода	Кларк %
Глинистые породы и сланцы	19,7	Основные породы	16,5
Песчаники	4,8	Средние породы	16,7
Известняки	0,8	Кислые породы	14,5

Кроме бокситов потенциальными источниками глиноземного сырья могут явиться аллиты, нефелиновые руды, алуниты, анортозиты, кианитовые сланцы, каолины, давсонитовые породы.

Ниже мы остановимся только на осадочных (метаморфизованных и неметаморфизованных) и вулканогенно-осадочных высокоглиноземистых породах и рудах, не затрагивая эндогенных и гидротермальных образований. В. Н. Разумовой [2] выдвинута гипотеза гидротермально-осадочного происхождения всех промышленных месторождений бокситов, не разделяемая подавляющим большинством исследователей.

Аллиты и бокситы. Аллиты и бокситы относятся к группе неметаморфизованных осадочных, либо остаточных (элювиальных) высокоглиноземистых пород.

Общепринятого толкования этих терминов нет. Ряд исследователей предлагает к аллитам относить породы с кремниевым модулем более 1 г, либо более 0,87. Смысл такой границы состоит в том, что процентное отношение глинозема и кремнезема, равное 0,87, соответствует их молекулярному соотношению в породе, равному 1 : 2, т. е. присуще каолиниту — минералу, очень широко распространенному во многих типах аллитов и бокситов. Более высокий кремниевый модуль в существенно каолинитовых породах обычно указывает на присутствие минералов «свободного» глинозема (гиббсита, бемита, диаспора). Но это не всегда так. Существует большая группа высокоглиноземистых осадоч-

ных пород, в частности шамозитовых, галлуазит-аллофановых, не содержащих минералов «свободного» глинозема, но с кремниевым модулем более 0,87 (например, аллофан-галлуазитовые породы в карбоне южного крыла Московской синеклизы; шамозитовые породы в визейских отложениях Белгородского района КМА). И, наоборот, известны породы, содержащие минералы «свободного» глинозема, но с кремниевым модулем меньше 0,87. Таковыми, например, являются кварцевые песчаники с каолинит-гиббситовым цементом, известные в латеритных покровах Австралии.

Нам представляется целесообразным под аллитом понимать осадочную (или элювиальную) неметаморфизованную породу, содержащую минералы «свободного» глинозема — гиббсит, бёмит и диаспор. Аллиты, как правило, ассоциируют с бокситами, генетически связаны с ними и являются прямым поисковым признаком на эти руды. Кроме минералов «свободного» глинозема в аллитах обычно содержатся: каолинит (либо шамозит) и минералы железа (гематит, гидрогематит, реже гётит), встречаются кварц, сидерит, минералы титана, иногда смешаннослойные минералы глин, а также вторичные — пирит, гипс, кальцит. При таком определении термина «аллит» боксит будет представлять собой разновидность этой породы, удовлетворяющую на сегодняшний день требованиям промышленности на алюминиевое сырье. А эти требования в различных странах колеблются в очень широких пределах.

Впервые бокситом была названа красная непластичная порода, встреченная в 1821 г. французским химиком Бертье в карстовой воронке вблизи деревни Бо (Baux) на юге Франции. Порода состояла из глинозема (52%), окиси железа (27%) и связанной воды (20%). В последующем этот термин был распространен на все осадочные и остаточные руды алюминия, состоящие преимущественно из гиббсита, бёмита и диаспора. В настоящее время в разных странах существуют различные требования к бокситам как алюминиевым рудам. Так, например, Канадская алюминиевая компания «АЛКОА» определила следующие кондиции на бокситы, пригодные для добычи и перевозки из Западной Африки в Канаду: Al_2O_3 — более 55%, SiO_2 — менее 2%.

В табл. 12-2 приведены данные по составу бокситов эксплуатируемых месторождений различных стран мира.

Таблица 12-2

Содержание породообразующих компонентов в бокситах основных бокситорудных районов Мира

Рудные районы	Содержание, %			Кремниевый модуль
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	
Гвинея	0,5—2	44—60	—	20
Австралия	3—5	50—58	—	10—20
Гайана	1—2	55—58	—	30
Венгрия	4—5	50—55	—	10
Югославия	2,5—6	48—55	—	10
Греция	2,5—6	50—55	—	10

Введенный в 1974 г. в Советском Союзе новый ГОСТ (972-74) на бокситы регламентирует два основных параметра: содержание глинозема и кремниевый модуль. Согласно этому ГОСТу наиболее высокий сорт бокситов — Б-00 дол-

жен содержать не менее 50% Al_2O_3 при кремниевом модуле более 12. Самый низкий сорт — Б-6, используемый исключительно в мартеновском производстве, имеет более 37% Al_2O_3 и кремниевый модуль более 2. При этом содержание серы не должно превышать 0,2% и пятиокиси фосфора 0,6%.

Минеральный и петрографический составы бокситов. Минеральный состав в значительной мере определяет технологические свойства бокситов. Формирование его зависит от типа материнских пород, фациальных обстановок бокситонакопления и, вероятно, от характера последующих процессов преобразования осадков (диа-, катагенеза и метаморфизма).

Таблица 12-3

Содержание глинозема в промышленных минералах алюминиевых руд

Минерал	Химический состав	Содержание глинозема, %
Гиббсит	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	65,4
Бёмит, диаспор	$Al_2O_3 \cdot H_2O$	85,0
Каолинит	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$	39,5
Высокоглиноземистый шамозит	$Al_2O_3 \cdot 1{,}5SiO_2 \cdot 2FeO \cdot 2H_2O$	27,4
Алунит	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$	37,1
Кианит, силлиманит, андалузит	$Al_2O_3 \cdot SiO_5$	63,1
Давсонит	$NaAl(OH)_2CO_3$	18,7
Аллофаны	$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$	23,5—41,6

Основными рудными минералами в бокситах являются: гиббсит, бёмит и диаспор. Кроме того при переработке бокситов значительная часть глинозема также извлекается из каолинита и высокоглиноземистого шамозита (табл. 12-3). Кроме перечисленных минералов, определяющих практическую ценность бокситов, для них также характерно постоянное присутствие минералов железа (гематит, гётит, алюмогематит и алюмогётит), титана (рутил, анатаз, лейкоксен), карбонатов (сидерит, кальцит, доломит), сульфидов (пирит, мельниковит), а также кварца, главным образом в форме аллотигенных обломочных зерен.

Практически все минералы алюминия, железа и титана в бокситах встречаются в виде тонкодисперсных колломорфных масс, часто скрытокристаллических, трудно поддающихся диагностике. В связи с этим для качественного и особенно количественного минералогического анализа приходится применять комплексную методику, включающую рентгеновский, термический и химический анализы, дополняемые иногда ИК-спектрометрией, электронографией, микрозондированием и другими методами исследований тонкодисперсных пород [1, 3, 4, 9].

Петрографические типы бокситов. Изучение бокситов под микроскопом в прозрачных шлифах, наряду с полевыми наблюдениями за морфологией залежей, макротекстурами и природными парагенезисами, является одним из основных путей восстановления их генезиса, закономерностей формирования, размещения и, в конечном счете, выдачи прогнозных рекомендаций различного направления.

Бокситы подразделяются на две крупные группы: 1) остаточные (элювиальные), сохранившие реликтовые структуры материнских пород — псевдоморфные бокситы и 2) переотложенные осадочные.

Псевдоморфные бокситы характеризуются в различной степени четко выраженными реликтовыми структурами пород, за счет выветривания которых они возникли. Наиболее распространены бокситы с реликтовыми структурами основных пород: базальтов и долеритов. Лейсты полевых шпатов в этих породах замещены гиббситом, либо бёмитом. По порфировым вкрапленникам оливина и пироксена развиваются скелетные псевдоморфозы гематита, реже других минералов окиси железа. Основная масса замещается колломорфными агрегатами тонкодисперсных частиц минералов «свободного» глинозема, окисного железа, а иногда каолинита и шамозита.

Псевдоморфные бокситы также возникают по другим алюмосиликатным породам: амфиболовым, хлоритовым, серицитовым сланцам, гнейсам, туфам, граувакках. Известны случаи возникновения бокситов по породам, богатым кварцем: аркозам, гранитам, кварц-серицитовым сланцам.

При формировании псевдоморфных бокситов, особенно на породах, бедных глиноземом, большую роль играют процессы гипергенного алюминиевого метасоматоза. При этом количество глиозема в отдельных горизонтах латеритных профилей, полностью сохраняющих объем материнской породы, иногда увеличивается в 2—3 раза. Метасоматоз происходит за счет полного разрушения приповерхностных частей латеритного разреза и частично путем латерального привноса глинозема.

Для верхних частей латеритных покровов, заключающих псевдоморфные боксигы, характерны различные типы контракционных структур. Последние возникают в процессе усадки пород, вызванной интеисивным выщелачиванием составляющих их компонентов.

Структуры и текстуры переотложенных (осадочных) бокситов крайне разнообразны, как и их внешний вид. Следует иметь в виду, что даже опытные геологи, десятки лет занимающиеся изучением бокситов, подчас не могут в штуфе определить эту породу. Боксит многолик. Иногда это мучнисто-глинистая рыхлая белая порода со средней плотностью 2 г/см^3, очень похожая на каолины из коры выветривания, в других же случаях бокситы представляют собой очень плотные темно-серые, почти черные, зернистые (кристаллические) породы, внешне сходные с габбро-порфиритами. Кроме белых и черных, бокситы могут быть красными, коричневыми, желтыми, серыми, зелеными. Но наиболее характерен для бокситов красно-коричневый цвет, обусловленный почти постоянным присутствием в них тонкодисперсного гематита и гидрогематита.

Подавляющее большинство переотложенных бокситов в процессе диа- и катагенеза приобретает различные разновидности бобовых и оолитовых структур. Характерны также конгломератовые и брекчиевые структуры. Бобовины в бокситах обычно представлены затвердевшими сгустками колломорфного вещества гиббсит (бёмит, диаспор)-гематитового состава. В бобовинах иногда устанавливаются гипергенные корунд и магнетит. Часто бобовины несут следы переноса (обломаны либо стерты края, сортированы по крупности и пр.). Практически для всех бобовин и их обломков характерно последующее обволакивание их (появление «рубашки») алюмо-железистым гелем, что отчасти приближает бобовины к оолитам. Бобовые бокситы чаще встречаются в парагенезисе с обломочными, конгломератовыми и брекчиевидными рудами. Оолитовые бокситы довольно частые образования на месторождениях осадочного типа. Обычно они ассоциируют с глинистыми и глиноподобными разностями руд, указывая, таким образом, на более спокойный характер осадконакопления.

Бокситоносные формации. Бокситоносная формация представляет собою естественно-исторический комплекс горных пород, объединенных генетической, либо парагенетической связью с бокситами.

Известные (конкретные) бокситоносные формации объединяются в три группы: карбонатную, терригенную и латеритную, каждая из которых харак-

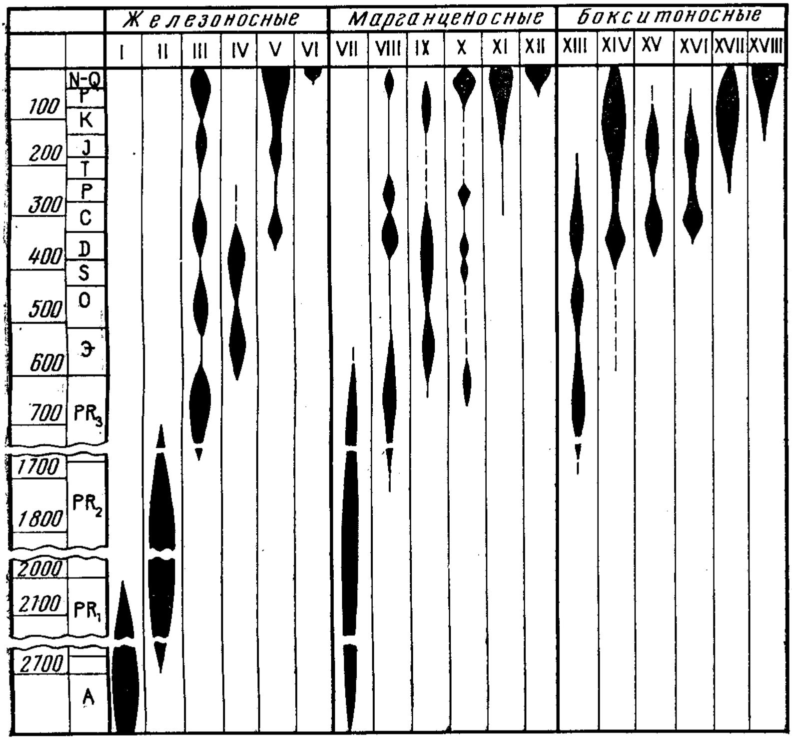


Рис. 12-1. Эволюция гипергенеза в истории Земли.

Железоносные формации (формации железистых кварцитов): I — глубокометаморфизованные вулканогенно-кремнистые; II — известково-сланцево-кремнистые, итабиритовые; III — оолитовые (до мезозоя преимущественно гематитового состава, после — гётит-гидрогётитового); IV — сланцево-кремнистые (существенно гематитового состава); V — латеритные; VI — гематит-магнетитовых россыпей. Марганценосные формации: VII — гондитовая; VIII — карбонатные и карбонатно-кремнистые; IX — кремнистые и эффузивно-кремнистые; X — известняково-песчано-глинистые; XI — латеритные; XII — железо-марганцевых конкреций. Бокситоносные формации: XIII — терригенно-карбонатная; XIV — карбонатная; XV — сублатеритная; XVI — терригенная (пестроцветная и углистая) с пластовым типом оруденения; XVII — терригенная пестроцветная с карстовым типом оруденения; XVIII — латеритных покровов

теризуется строго определенным набором пород, типом рудных залежей, положением в тектонической структуре и временем максимального распространения в истории Земли (рис. 12-1).

Группа карбонатных формаций характеризуется широким развитием в их составе «чистых» карбонатных пород (известняков и доломитов), большими мощностями (сотни метров, километры), присутствием в разрезе континентальных перерывов. Именно к этим иногда кратковременным (век, часть века)

перерывам и приурочено накопление бокситов. Бокситы обычно заполняют карстовые формы рельефа, а на выклинивании карстовых плато в сторону моря образуют маломощные плащевидные залежи. Качество бокситов в карстовых залежах карбонатных бокситоносных формаций обычно высоко. Оно ухудшается по мере появления в карбонатном разрезе вулканогенного и терригенного материала.

Карбонатные бокситоносные формации более характерны для эвгеосинклинальных зон геосинклинальных структур, где они обычно обрамляют внутригеосинклинальные поднятия, сложенные более древними породами основного

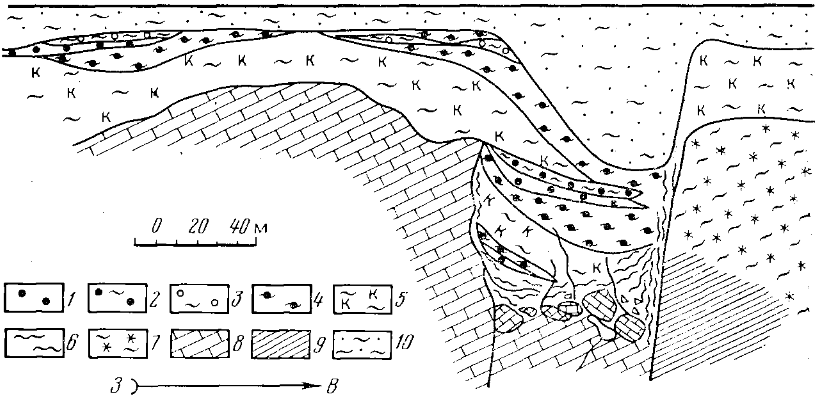


Рис. 12-2. Разрез через южную часть Аркалыкского месторождения бокситов.

1 — бокситы каменистые; *2* — бокситы глинистые; *3* — аллиты сухаристые; *4* — глины бокситовые; *5* — глины каолинитовые, пестроцветные, белые, часто огнеупорные; *6* — глины серые, пестрые, часто перемятые с плоскостями скольжения; *7* — глины блеклофиолетовые, серые иногда с реликтовой сланцеватостью — кора выветривания на осадочных породах D_3fr; *8* — известняки, часто доломитизированные — D_3fm; *9* — сланцы песчано-глинистые аргиллиты D_3fr; *10* — покровные отложения P_3—Q

состава. Если посмотреть с позиции «тектоники плит», то эти формации возникают в пределах глубоководных желобов, развитых над зонами Беньофа, и формируются на островных дугах, либо в краевых частях континентов.

Терригенные бокситоносные формации характеризуются преобладанием в их составе глинистых существенно каолинитового состава пород, обычно пестро окрашенных в красные, желтые и фиолетовые цвета. Часто (особенно в верхних горизонтах формаций) присутствуют серые углистые глины и даже непромышленные пласты бурых углей. Эти формации обычно развиты на платформах в основании трансгрессивных циклов. В пределах молодых платформ они располагаются в основании платформенного чехла в зоне сочленения плит и щитов; на древних платформах — либо на окраинах плит, либо в обрамлении крупных внутриплатформенных поднятий.

Мощность терригенных бокситоносных формаций обычно невелика и не превышает первых десятков метров. Форма рудных тел, а также качество руд в формациях существенно зависят от субстрата.

При залегании формации на ровном алюмосиликатном субстрате возникают плоские линзовидные залежи с рудами низкого качества. Если же бокситоносные отложения накапливаются на закарстованной поверхности, сложенной

дислоцированными карбонатными и вулканогенно-карбонатными толщами, то формируется иной — карстовый тип рудных залежей, характеризующийся более высоким качеством руд (рис. 12-2).

Группа латеритных формаций включает по крайней мере две существенно различные формации: латеритных покровов и сублатеритную.

Формация латеритных покровов представлена сложным комплексом гипергенных образований, формирующихся в условиях жаркого переменновлажного климата. Латеритный покров сам по себе представляет полифациальное полипородное образование, состоящее из латеритных кор выветривания и продуктов его ближайшего переотложения (делювия, пролювия, балочного аллювия). Бокситы в латеритном покрове приурочены исключительно к верхним горизонтам кор выветривания, развитым на наиболее возвышенных участках расчлененного рельефа — обычно на поверхностях и склонах «столовых» гор — бовалей. В условиях предельно выровненного рельефа и в низинах латеритные покровы лишены бокситов и представлены железистой кирасой. Бокситы латеритных покровов часто высококачественны и как правило имеют высокий кремниевый модуль.

Сублатеритная формация, в отличие от формации латеритных покровов, характеризуется строгой приуроченностью к зонам развития высокоглиноземистых пород. Более того, бокситы сублатеритной формации часто располагаются не только на возвышенностях, но и в мелких понижениях рельефа, возникая здесь в результате интенсивного привноса глинозема в верхние горизонты более древних кор выветривания. Для сублатеритной формации характерны перемещенные на склоны латеритные бокситы, которые подчас залегают уже на другом субстрате (например, сублатеритная формация Среднего Тимана) (рис. 12-3). Качество бокситов этой формации хотя и хорошее, но, как правило, содержание кремнезема в них больше, нежели в бокситах латеритных покровов.

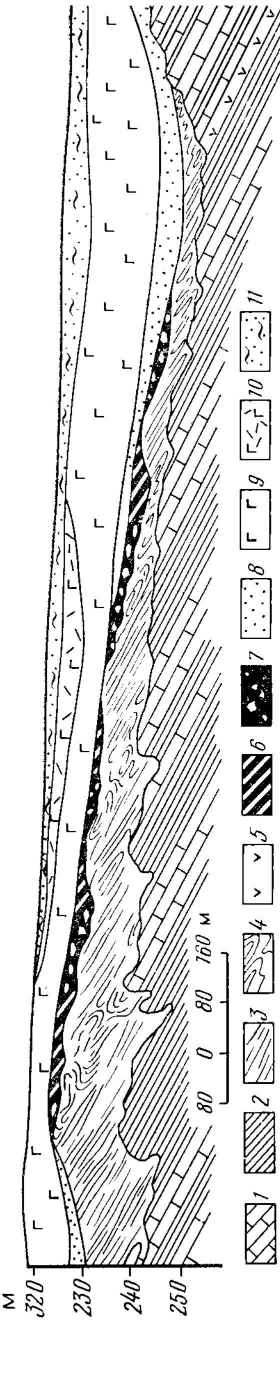


Рис. 12-3. Разрез Вежаю-Ворыквинского месторождения бокситов на Среднем Тимане.

1 — доломиты и глинистые доломиты PR_3; *2* — сланцы PR_3; *3* — структурная кора выветривания на сланцах; *4* — контракционная кора выветривания на доломитах; *5* — эффузивы PR_3; *6* — бокситы с реликтовыми структурами сланцев; *7* — бокситы с обломочными структурами; *8* — песчано-глинистые отложения D_{2-3}; *9* — базальты D_3fr; *10* — туфы базальтов D_3fr; *11* — покровные суглинки и супеси Q

Эволюция бокситонакопления в истории Земли. Наиболее древнее (правда, непромышленное) месторождение бокситов на земном шаре известно в карбонатной существенно доломитовой формации позднего протерозоя в Восточном Саяне. Здесь высококремнистые бокситы гематит-диаспорового состава образуют крупные линзовидные прослои мощностью до 3—8 м среди железисто-аллитовых сланцев, приуроченных к частично закарстованной поверхности доломитов. Образование бокситов происходило, по-видимому, в прибрежной зоне морского бассейна.

Несмотря на многолетние исследования, ни бокситов, ни прямых признаков их возможного обнаружения в корах выветривания, либо в терригенных формациях докембрия и нижнего палеозоя не обнаружено (см. рис. 12-1). Первой рудоносной эпохой с промышленными месторождениями бокситов является средне-позднедевонская [7], в течение которой существенно диаспоровые бокситы формировались также исключительно в областях карбонатонакопления (Урал, Салаир, Северный Пакистан и др.). Бокситовые месторождения возникали в периоды кратковременных регрессий моря на островах либо на карстовых прибрежных плато. Лишь со второй половины девона появляются первые месторождения бокситов, размещение которых хотя и контролируется развитием карбонатного субстрата, но по ряду признаков их можно отнести к сублатеритной бокситоносной формации (Средний Тиман).

Первые промышленные бокситы, отчетливо сохранившие реликтовую структуру материнских пород и залегающие в линейно-вытянутых зонах согласно их простиранию, известны только с раннего карбона (район КМА).

С начала карбона, точнее с визейского века, наиболее широкое распространение получили также терригенные пестроцветные и углистые бокситоносные формации, развитые на прибрежно-морских равнинах и реже во внутриконтинентальных впадинах.

В мезозое существенно изменился характер бокситонакопления. С одной стороны, продолжалось формирование бокситовых месторождений в областях карбонатонакопления, главным образом в альпийских геосинклиналях (Греция, Венгрия, Югославия), с другой стороны — появилось, а в конце мезозоя широко распространилось бокситообразование в карстовых и суффозионно-карстовых депрессиях на обширных закарстованных плато в глубине континентов (месторождения Западного Тургая, Чадобецкого поднятия в Восточной Сибири).

К концу мезозоя относится появление первых достоверных признаков формирования латеритных бокситоносных покровов (Украинский щит, Центральный Тургай). Последние широко распространились в более поздние эпохи кайнозоя, а начиная с олигоцена стали основным типом промышленных месторождений бокситов. В связи с особенностями современной климатической зональности, унаследованной, по-видимому, с олигоцена, месторождения бокситов в латеритных покровах располагаются в гумидных тропиках Земли.

При рассмотрении характера последовательной смены бокситоносных формаций обращает на себя внимание удивительно согласованное с развитием органического мира перемещение областей бокситонакопления «из моря на сушу». В процессе этого перемещения видоизменялись процессы природного разделения алюминия и кремния, возникали новые типы бокситоносных формаций, усложнялось строение рудных залежей и, в конечном счете, прогрессивно росли объемы накапливавшихся бокситов. Максимум бокситонакопления при-

ходится на наиболее молодую — олигоцен-четвертичную эпоху, в отложениях которой заключено более 80% промышленных запасов бокситов мира.

Некоторые рекомендации по поискам, полевому и камеральному изучению бокситов. Практически все исследователи бокситов согласны с тем, что бокситы являются продуктом гипергенеза, характеризующегося строго определенными параметрами природных сред. Для областей молодого — олигоцен-четвертичного латеритообразования, где возникают формации латеритных покровов, эти параметры более или менее ясны (табл. 12-4).

В каких условиях образовывались другие формационные типы на более древних этапах развития Земли, пока что не достаточно ясно. Есть все основания предполагать, что бокситообразование — процесс, протекающий в условиях теплых ((жарких) влажных климатов на континенте либо в прибрежных зонах морских бассейнов. Все отложения, несущие следы формирования в подобных условиях, очевидно, заслуживают определенного внимания на предмет поисков в них бокситовых месторождений.

Локальными критериями обнаруження бокситов являются: наличие перерывов в осадконакоплении в карбонатных толщах, широкое развитие древнего карста; присутствие в базальных горизонтах трансгрессивных серий красноцветных, пестроцветных существенно каолинитовых пород; развитие в районе каолинитовых кор выветривания на породах основного состава. Прямыми поисковыми признаками на бокситы является обнаружение латеритных кор выветривания, аллитов либо диаспор-шамозитовых железных руд.

Наличие хотя бы одного из перечисленных признаков требует от геолога тщательной документации разреза и отбора образцов из всех «подозрительных» пластов.

К сожалению, до настоящего времени отсутствуют надежные быстрые и дешевые методы полевого определения содержания глинозема в любой породе. Используемый в ряде организаций радиоактивационный прибор «Боксит» не всегда позволяет однозначно ответить на вопрос, поэтому следует рекомендовать обязательное проведение химического экспресс-анализа на 4 компонента: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 (общ.) и п. п. п. Результаты этого анализа позволяют не только получить требуемые ГОСТом данные, но и высказать приближенное суждение о минеральном составе породы. В камеральный период для получения более полных минералогических характеристик следует провести термический и рентгеновский анализы породы.

Существенную помощь в определении состава и структуры пород оказывает изучение бокситов в шлифах. Поскольку бокситы часто содержат в промышленных количествах редкие и рассеянные элементы (Ga, Ge, V и др.), необходимо проведение полного спектрального анализа пород.

Алунитовые породы и руды. Алунит — двойной сульфат алюминия и калия — характерный минерал зоны гипергенеза в областях развития сульфидсодержащих пород. Иногда часть калия в алуните замещена натрием. Алунит является ценным сырьем для получения квасцов.

Экономически выгодными в настоящее время для получения глинозема представляются руды со следующими показателями: а) содержание алунита (преимущественно калиевого) для руд, не нуждающихся в обогащении, не менее 48—50%; б) то же, для руд, нуждающихся в обогащении, 30—45%; в) содержание глинистых минералов — не более 15%; г) содержание аморф-

Таблица 12-4

Фациальные обстановки олигоцен-четвертичного бокситонакопления в гумидной зоне тропического пояса Земли

Факторы, приводящие к росту латеритных покровов	Факторы, приводящие к деградации латеритных покровов
1. Жаркий, постоянно либо переменно-влажный климат, определяющий высокую температуру грунтовых вод, интенсивный гидролиз вещества, вынос щелочных земель, Si и фиксацию Al, Fe, Ti. Интенсивное развитие микрофлоры, уничтожающей органическое вещество и продуцирующей углекислоту	1. Аридизация климата, приводящая к ограничению или прекращению выноса щелочей, щелочных земель и кремнезема за пределы выветривающейся толщи
2. Высокие содержания углекислоты в почвенном воздухе, повышающие pH грунтовых вод, способствующие перераспределению (метасоматозу) Al и Fe с образованием алюможелезистых покровов — кирас	2. Похолодание климата, угнетающее процессы гидролиза, а также деятельность бактерий, что приводит к росту содержания органических кислот в почвенных водах, широкому развитию органоминеральных систем, переводу Al и Fe в растворимое состояние и выносу их за пределы выветривающихся толщ
3. Широкое развитие силикофильной (в первую очередь травянистой) растительности, продуцирующей огромные количества зеленой массы. Эта растительность, разлагая алюмосиликаты, извлекает на дневную поверхность Si, который в дальнейшем водными потоками переносится в область аккумуляции	3. Развитие лесных ценозов. Последние хотя и продуцируют большое количество зеленой массы, но содержат много алюмофилов. Кроме того, лесной опад обычно минерализуется на месте, и входящие в его состав элементы в значительной мере участвуют в малом (почвенном) кругообороте вещества, не удаляясь из системы
4. Поступление в области бокситонакопления воздушных масс со стороны океана. Эти ветры приносят влагу, лищенную кремнистой пыли и, наоборот, обогащенную щелочами и щелочными землями, что благоприятствует процессу разложения пород	4. Поступление в области бокситонакопления воздушных масс, привносящих значительные количества силикатного материала из пустынных внутренних частей континентов, что резко тормозит процесс бокситообразования
5. Очень медленное воздымание территории на фоне относительного тектонического покоя	5. Интенсивная тектоническая деятельность, сопровождающаяся широким развитием эрозионных и аккумулятивных процессов
6. Развитие основных пород и их осадочных и метаморфизованных аналогов, содержащих значительное количество щелочей, глинозема, щелочных земель и легко подвергающихся гидролизу	6. Развитие кислых пород и их осадочных и метаморфизованных аналогов, содержащих кварц и малые количества щелочей и щелочных земель

ных силикатных форм — опала и вулканических стекол — не более 3%; д) содержание окиси железа — не более 10%. Руды должны быть легко обогатимы и количество их в промышленном месторождении должно быть не менее 100 млн. т [5]. Скопления алунита, которые представляют (или могут пред-

ставлять) интерес как промышленное сырье, возникают в различных геологических обстановках: 1) крупные стратиморфные залежи среди туфогенно-осадочных толщ; 2) верхние горизонты гидротермально-переработанных кислых и реже основного состава эффузивов; 3) линзовидная вкрапленность в корах выветривания богатых сульфидами пород.

1. Стратиморфные залежи алунитовых пород содержат богатые руды и поэтому представляют наибольший практический интерес. Алунитовые породы часто содержат туфовый материал, иногда скапливающийся в виде изолированных линз и прослойков. Содержание алунита в них колеблется от 30—40 до 60—70%. Руды характеризуются постоянным присутствием кремнезема, окиси натрия и калия. Образование алунитовых руд происходило в водном бассейне в условиях интенсивной вулканической и гидротермальной деятельности как на прибрежной суше, так, возможно, и непосредственно в бассейне.

2. Зоны гидротермальной переработки кислых и средних эффузивов. В вертикальном разрезе гидротермально переработанных пород обычно выделяются следующие зоны (снизу вверх): 1) материнские породы — кварцевые порфиры, порфириты с вкрапленностью пирита, пирротина, иногда халькопирита, галенита, сфалерита и других сульфидов; 2) зона пропилитов — серицитизированных окисленных и частично окварцованных пород; 3) кварц-каолинитовая (кварц-диккитовая) зона; в этой зоне часто встречается вкрапленность диаспора; 4) кварц-алунитовая зона; 5) зона вторичных кварцитов.

Породы кварц-алунитовой зоны обычно пористые, кавернозные светлого желтовато-серого и серого цветов. Содержание алунита в них колеблется в пределах первых десятков процентов (10—30%), очень редко достигая 40%.

Поиски алунитовых пород гидротермального происхождения обычно основаны на детальном изучении полей вторичных кварцитов, широко распространенных среди вулканогенных образований.

3. Алунитовые породы кор выветривания обычно представляют собой небольшие (до 1—2 м длины) линзовидные обособления рыхлого глинистого вещества желтовато-серого и белого цвета. Содержание алунита в них, как правило, невелико и не превышает 10—20%. Основная масса представлена каолинитом с примесью гидрослюд. Эти породы практически не поддаются обогащению и поэтому не представляют промышленного интереса. Обнаружение их может служить лишь признаком присутствия на глубине пород, богатых сульфидами.

Нахождение алунита в корах выветривания ведет за собой необходимость тщательного металлометрического опробования разреза на полиметаллы, медь, а также на золото.

Высокоглиноземистые метаморфические породы. Общепринятого определения «высокоглиноземистые породы» в геологической литературе нет. Наиболее часто этот термин используется при описании глубокометаморфизованных образований (сланцев, гнейсов и др.), в составе которых присутствуют высокоглиноземистые минералы (кианит, силлиманит, андалузит, а также ставролит, кордиерит, гранат). Содержание глинозема в этих породах обычно превышает 20%, достигая иногда 40—50%.

За последние годы в связи с резким расширением работ в области изучения докембрийских кор выветривания появилось довольно много сторонников отнесения высокоглиноземистых пород к древним латеритным корам выветривания, продуктам их переотложения и даже к метаморфизованным бокситам

(А. В. Сидоренко, Е. А. Кулиш и др.). Наиболее показательна в этом отношении свита кейв.

Верхнеархейская свита кейв, развитая на одноименных возвышенностях центрального водораздела Кольского полуострова, представлена сланцами смешанного состава, содержащими кварц, мусковит, биотит, гранат, ставролит, и только в одной пачке мощностью 25—300 м широко распространены высокоглиноземистые слюдяно-ставролито-кианитовые и кианитовые сланцы. Это обычно черные либо темно-серые высокоуглеродистые породы, состоящие из порфиробластических агрегатов кианита, погруженных в основную мусковит-кварцевую массу. Средний состав кианитовых сланцев: кианит 30—65%, кварц 40—70%, мусковит 0—15%. Обычно присутствуют: ставролит, ильменит, рутил, ортит, биотит, гранат, плагиоклаз, хлорит, углеродистое вещество. Химический состав сланцев свидетельствует о постоянном присутствии в них щелочей, щелочных земель и большого количества кремнезема. Очевидно нет никаких оснований делать вывод о происхождении подобных пород за счет метаморфизма бокситов. Более вероятно представление И. В. Белькова (1963 г.) о том, что кианитовые сланцы, как и вся свита кейв, представляет собой глубокометаморфизованную первично слоистую углисто-алеврито-глинистую толщу пород существенно кварц-каолинит-гидрослюдистого состава.

Ряд исследователей (В. В. Жданов, Б. Я. Хорева и др.) считают, что подобные породы могут возникать в результате вторичного метасоматического обогащения глиноземом и кремнеземом метаморфических пород, изначально содержащих глиноземистые минералы.

Давсонитовые породы. Давсонит ($NaAl(OH)_2CO_3$) относится к группе содовых минералов и обычно встречается в парагенезе с $NaCO_3$. Наиболее крупные скопления его, выдвигаемые в качестве потенциального источника для производства глинозема, известны только в битуминоидных, содержащих прослои туфов сланцах палеогена, во впадине Пайсинес-Крик (штат Колорадо, США). Здесь средние содержания давсонита и сопровождающего его нахколита ($NaCO_3$) соответственно составляют 10,7 и 15,5% при мощности содоносных зон до 250 м (Patterson, 1967 г.). Подобных образований на территории СССР пока не найдено. Давсонит в парагенезе с содой известен лишь в донных осадках современных содовых озер Заволжья, где он представляет только минералогический интерес.

В нашей стране известные проявления давсонитовой минерализации (давсонитсодержащие породы) имеют иную природу: это либо продукты гидротермальной деятельности, либо катагенетические образования, возникшие в результате воздействия содовых вод на глиноземсодержащие породы. Теоретически можно себе представить катагенетические месторождения давсонитовых пород, но пока что таковые не выявлены. В настоящее время известно два самостоятельных типа эпигенетических давсонитовых пород: белорусский и кузбасский [6].

Белорусский тип распространен в карбоне Припятского прогиба. Здесь прослои давсонитовых пород мощностью до 0,6—0,8 м (содержание давсонита до 60%) приурочены к толще пестроцветных каолинитовых глин визе, заключающих аллиты и бокситы. Эта толща непосредственно залегает на карбонатных местами соленосных отложениях девона. Интересно отметить, что давсонитовые прослойки встречены только вблизи средней части девонской солянокупольной структуры на глубинах 450—550 м. Никаких признаков гидротермаль-

ной деятельности не обнаружено. Поблизости известны проявления нефти и газа.

Кузбасский тип встречен в юго-восточной части Кузбасса. Здесь давсонит в виде тонких прожилок располагается в пачке туфогенных пород мощностью до 17 м, переслаивающихся с углистыми. Наибольшие содержания давсонита приурочены к зонам глубинных разломов, по которым вероятно и циркулировали щелочные углекислые воды.

До недавнего времени давсонит на территории СССР считался редким преимущественно гидротермальным минералом. За последние годы установлено его весьма широкое распространение в экзогенных образованиях. Трудность диагностики осложняет работы по его выявлению. Определение давсонита требует использования комплексной методики, включающей химический, термический, рентгеновский и ИК-спектрометрический анализы.

По поводу состава, строения и генезиса бокситоносных латеритных покровов современного тропического пояса Земли существует обшириая как зарубежная, так и отечественная литература. Итоги работы советских геологов за последние 20 лет по этому вопросу подведены в обобщающей статье коллектива авторов [10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бенеславский С. И.* Минералогия бокситов. М., Наука, 1974. 168 с.
2. *Бокситы.* Сб. науч. тр. ВНИИМС, Ред. Н. И. Орлова. М., 1980, 227 с.
3. *Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., Недра, 1975. 415 с.
4. *Валетон И.* Бокситы. М., Мир, 1974. 213 с.
5. *Геологические* предпосылки расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности в Сибири и на Дальнем Востоке/Б. М. Михайлов, В. А. Броневой и др. — Сов. геол., № 7, 1976, с. 3—14.
6. *Давсонит* и перспективы его поисков в СССР. — Сов. геол., № 3, 1975, с. 30—39.
7. *Кривцов А. И.* Домезозойские бокситы СССР. Л., Недра, 1973. 382 с.
8. *Михайлов Б. М.* Региональные и локальные закономерности размещения бокситовых месторождений. Л., Недра, 1977. 85 с.
9. *Михайлов Б. М., Куликова Г. В.* Фациальный анализ кор выветривания. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 228, 1977. 158 с.
10. *Состав,* строение и условия образования бокситоносных латеритных покровов тропической зоны Земли/Б. М. Михайлов, В. А. Броневой, Ю. П. Селиверстов и др. — Литол. и пол. ископ., № 5, 1981.

Глава 13

МАРГАНЦОВИСТЫЕ ПОРОДЫ И МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ

Марганец широко распространен в земной коре. Его кларк в литосфере 0,1. Наибольшие концентрации марганца приурочены к породам ультраосновного и особенно основного состава. Кларки концентраций марганца в промышленных рудах высоки и составляют 200—400, но, несмотря на это, месторождения марганца осадочного генезиса встречаются сравнительно часто.

Понятия «марганцовистая порода» и «марганцевая руда» весьма неопределенны. К группе марганцовистых обычно относят породы, содержащие первые проценты марганца, в какой бы форме он ни находился. Обнаружение таких

пород уже свидетельствует о былом аномальном поведении марганца и требует обязательной оценки территории на марганцевые руды.

Единого ГОСТа на марганцевую руду нет. Это объясняется в первую очередь тем, что марганец применяется в различных областях народного хозяйства: в черной металлургии, как легирующая добавка при выплавке качественных сталей (основной потребитель), в цветной металлургии, в химической промышленности, в стекольной и керамической промышленности и др. Каждое производство предъявляет свои требования к марганцевой руде.

В Советском Союзе для каждой эксплуатируемой группы месторождений (а их всего четыре: Никопольская на Украине, Чиатурская в Закавказье, Карахсальская и Джездинская в Центральном Казахстане) установлены свои требования.

Подробная технологическая классификация марганцевых руд была разработана А. Г. Бетехтиным (Бетехтин, 1946 г.; Зверев, Конторович, 1960 г.), но в настоящее время она имеет скорее научное значение.

Для общей ориентировки при геологических исследованиях достаточно иметь в виду следующее: промышленные руды марганца, не требующие обогащения, должны содержать не менее 35—40% металла. Сырая же руда, при условии ее легкого обогащения (флотации, рассеивания и др.), может иметь порядка 10—20% марганца. Труднообогатимые руды (например, представленные силикатами марганца) пока что вообще не используются промышленностью.

Минеральный и петрографический состав марганцевых руд и марганцовистых пород. Подавляющее большинство рудных минералов марганца встречается в форме тонкодисперсных колломорфных образований, трудно поддающихся диагностике. Более того, в составе марганцевых минералов очень часто присутствуют различные примеси, форма вхождения которых в решетку минералов неясна (Суслов, 1964 г. и др.).

Наибольшую промышленную ценность представляют кислородные соединения марганца (табл. 13-1). Следует иметь в виду, что под псиломеланом обычно понимается группа гидроокислов марганца сложного и непостоянного состава. Порошковатые разности псиломелана часто называют вадом. Отмечается способность псиломелана сорбировать барий, кальций, кобальт и другие элементы.

Таблица 13-1

Содержание Mn в промышленных минералах марганцевых руд

Название минерала	Химический состав	Содержание Mn, %
Псиломелан	$m\text{MnO}\cdot\text{MnO}_2\cdot n\text{H}_2\text{O}$ ...	До 65
Пиролюзит	MnO_2	63,2
Манганит	$Mn_2O_3\cdot H_2O$ ...	62,5
Гаусманит	Mn_3O_4	72,0
Браунит	$3Mn_2O_3\cdot MnSiO_3$	70,7
Родохрозит	$MnCO_3$	47,8
Олигонит	$(Fe, Mn)CO_3$	32,2
Манганокальцит	$(Mn, Ca)CO_3$	35,5
Родонит	$(Fe, Ca, Mn)SiO_3$	До 35,6
Спессартин	$Mn_3Al_2\cdot(SiO_4)_3$	33,3

Помимо кислородных соединений, в некоторых промышленных месторождениях широко распространены его карбонаты. Наиболее ценный карбонат — родохрозит, как правило, в чистом виде не встречается, так как всегда содержит изоморфную примесь железа, кальция, магния и часто переходит в манганокальцит либо в олигонит.

Силикаты марганца самостоятельного промышленного значения не имеют, но по ним часто развиваются высококачественные окисные руды. Наиболее распространены среди силикатов марганца — родонит (орлец), используемый как ценный поделочный камень, бустамит и марганцевый гранат — спессартин. Иногда среди карбонатных руд марганца встречается его сульфид алабандин.

Типы марганцевых руд. Марганцевые руды подразделяются на три минералого-петрографических типа, резко отличных по своим технологическим свойствам: окисные, карбонатные и силикатные. К ним тесно примыкают окисленные, возникшие в корах выветривания на карбонатных и силикатных марганценосных породах.

Окисные руды состоят преимущественно из минералов окиси и гидроокиси марганца. Среди окисных руд выделяются две разновидности: неметаморфизованные руды и руды, в той или иной степени подвергшиеся метаморфизму.

Неметаморфизованные руды содержат главным образом псиломелан, пиролюзит, вернадит и в меньшей мере манганит. Это обычно легко обогатимые, наиболее ценные для промышленности конкреционные либо оолитовые разности. Содержание марганца в получаемых из них концентратах составляет 45—50%. Этот же минеральный состав характерен и для железо-марганцевых конкреций, образующих обширные поля на дне современных океанов [2]*.

Метаморфизованные окисные марганцевые руды содержат преимущественно браунит и гаусманит. Это плотные, часто окремненные черного цвета породы, кроме минералов марганца содержащие различные формы кремнезема. При обогащении часть кремнезема всегда остается с минералами марганца, что не позволяет получать из этих руд высококачественные концентраты. Метаморфизованные окисные руды характерны для марганцевых месторождений складчатых областей. Промышленные скопления их известны в кремнисто-карбонатных и эффузивно-кремнистых марганценосных формациях Казахстана (верхний девон), Урала (девон — нижний карбон), Кавказа (мел — палеоген).

Окисленные руды возникают в обстановках широкого развития кор выветривания на марганецсодержащих породах и рудах. Они всегда представлены соединениями гидроокиси марганца, и лишь в небольших количествах содержат конкреции манганита и пиролюзита.

Особенно широко окисленные руды развиты в современной тропической зоне Земли, где они входят в состав молодых (кайнозойских) латеритных покровов. Крупные месторождения высококачественных окисленных руд марганца известны в Индии, Бразилии, Западной Африке, Австралии. Повсеместно они приурочены к кайнозойской коре выветривания на докембрийских гондитах [1].

Карбонатные руды по своей природе бедны марганцем. Часто они представлены известняками и доломитами с более или менее богатой вкрапленностью родохрозита и манганокальцита.

---

* В составе железо-марганцевых конкреций ложа океана обнаружены также тодорокит (Mg, Ba, Ca, Mn) $Mn_3O_7 \cdot 2H_2O$ и бернессит (Ca, Mg, Na, K) (Mn^{+4}, Mn^{+2}) $(OH, O)_2$.

Содержание марганца в «сырой» карбонатной руде не превышает 13—20%, но, несмотря на это, карбонатные руды, особенно лишенные фосфора, представляют интерес для металлургической промышленности, так как одновременно являются и флюсом, необходимым при доменной плавке железных руд.

«Свежие» карбонатные руды представляют собой плотные относительно тяжелые (плотность родохрозита 3,6—3,7 г/см^3) светло-серые породы, внешне иногда трудно отличимые от известняков либо доломитов. В естественных обнажениях они выделяются постоянным присутствием черных гнезд и тонких прослойков гидроокиси марганца.

Карбонатные руды наиболее широко распространены в фанерозойских и верхнепротерозойских марганцевых месторождениях. Они образуют либо самостоятельные пластовые тела среди карбонатных толщ (например, Усинское месторождение в Кузнецком Алатау), либо фациально замещают окисные руды по мере продвижения в глубь бассейна рудонакопления (Чиатурский, Южно-Украинский марганценосные бассейны).

Силикатные руды обычно представлены родонитом и спессартитом, часто с примесью браунита, а иногда иогансита и других марганецсодержащих алюмосиликатов. Силикатные руды марганца пока что не используются промышленностью, так как содержание металла в них невелико, и руды практически не обогащаются существующими методами. Силикатные (метаморфизованные) руды марганца наиболее характерны для древних докембрийских образований, где они ассоциируют с кварц-гранатовыми породами — гондитами.

Особое место среди силикатных руд марганца занимают руды болгарского месторождения «Оборочище» палеогенового возраста. Эти руды представлены сложным гидросиликатом марганца, содержащим до 28% металла.

Марганценосные отложения и марганцевые руды приурочены к строго определенным парагенетическим комплексам пород — марганценосным формациям [2]. Последние объединяются в три крупные группы: терригенную, карбонатную и кремнистую. Кроме того отдельно могут быть выделены гондитовая формация как комплекс глубокометаморфизованных пород и формация марганценосных кор выветривания.

Группа терригенных марганценосных формаций включает песчано-глинистую и конгломерато-песчаниковую. Общими признаками этой группы являются:

1) преобладание в разрезе песчаных и глинистых отложений. Песчаники и пески часто полимиктовые, полевошпато-кварцевые с глауконитом. Глины обычно монтмориллонитовые, кремнистые или карбонатные, иногда переходящие в мергели и опоки;

2) приуроченность к прибрежным фациям крупных внутриконтинентальных бассейнов, располагавшихся на стабильных участках земной поверхности. Максимально рудоносны нижние части трансгрессивных серий, образовавшиеся, по-видимому, в условиях семиаридного климата;

3) присутствие в составе областей сноса кор выветривания или пород основного и ультраосновного состава с повышенным содержанием марганца;

4) преобладание окисных и карбонатных руд марганца. При этом залежи богатых окисных руд располагаются ближе к древней береговой линии, замещаясь в глубь бассейна карбонатными разностями;

5) приуроченность к отложениям позднепротерозойско-раннекембрийской, позднедевонской, пермской (?) и палеогеновой эпох марганценакопления.

Группа карбонатных марганценосных формаций. Общими признаками этой весьма разнородной группы являются:

1) сложный полипородный состав с обязательным присутствием смешанных кремнисто-глинисто-углисто-карбонатных пород, часто железных руд, иногда туфового материала. Характерен повышенный кларк меди, свинца, цинка, иногда кобальта и ванадия;

2) приуроченность к краевым частям морских бассейнов, точнее, к зонам смены терригенного осадконакопления карбонатным. Карбонатные марганценосные образования обычно несут признаки аридных обстановок времени их накопления: наличие пластов гипсов, ангидритов, красноцветных полимиктовых песчаников (карбонатные марганценосные отложения Предуралья, Марокко и др.). Даже высокопродуктивные углисто-кремнисто-карбонатные марганценосные отложения верхнего девона в Центральном Казахстане могут быть отнесены к субаридным образованиям, поскольку содержащееся в них органическое вещество в значительной мере относится к битумному ряду, т. е. формировалось в морских бассейнах;

3) накопление осадков в условиях неспокойного тектонического режима, обычно вслед за проявившейся в районе интенсивной вулканической деятельностью. Это либо миогеосинклинальные зоны древних геосинклиналей, либо склоны передовых прогибов и области поздней активизации.

Роль вулканического материала в карбонатных марганценосных образованиях, как правило, невелика. Большинство их (например, карбонатные марганценосные толщи Башкирского Предуралья, Центрального Казахстана и др.) содержат мало вулканогенного материала. В то же время известны разрезы марганценосных толщ (например, месторождения Кузнецкого Алатау), где наряду с карбонатными отложениями существенную роль в составе образований играет эффузивный материал. Правда, необходимо особо подчеркнуть, что рудные тела во всех случаях приурочены исключительно к прослоям осадочных пород;

4) весьма пестрый состав руд. Родохрозит и манганокальцит, которые, казалось бы, должны преобладать в рудах этой группы образований, широко развиты только в собственно доломитово-известняковой. В других образованиях карбонатной группы преобладают окисные руды вполне удовлетворительного качества;

5) приуроченность месторождений к отложениям позднепротерозойско-раннекембрийской, позднедевонской и каменноугольной эпох марганценакопления.

Группа кремнистых марганценосных формаций. Общими признаками этой группы являются:

1) резкое преобладание кремнистых пород — яшм, кремнистых сланцев;

2) частое, почти обязательное присутствие вулканогенных пород — порфиритов кислых эффузивов, а также их туфов и туффитов. При этом марганцевые руды всегда приурочены к кремнистым породам. Рудопроявления либо повышенные концентрации марганца, иногда наблюдаемые непосредственно среди эффузивных пород кремнистых образований, всегда оказываются бесперспективными, имеющими лишь минералогический интерес;

3) приуроченность главным образом к геосинклинальным структурам (чаще к эвгеосинклинальным зонам этих структур). Накопление марганцевых руд происходило в морских бассейнах, обычно характеризующихся периодическим проявлением вулканической деятельности;

4) практическое отсутствие качественных руд;

5) часто наблюдающиеся повышенные содержания меди, свинца, цинка, иногда никеля, кобальта, ванадия и хрома.

Гондитовые марганценосные формации представляют собой глубокометаморфизованную толщу гранулитовой и частично зеленосланцевой фаций метаморфизма, состоящую преимущественно из кварц-спессартиновых кристаллических сланцев (гондитов), кварцитов, железистых кварцитов, глубокометаморфизованных вулканитов. Иногда присутствуют линзовидные тела браунит-гематитовых и браунитовых руд; практически отсутствуют промышленные месторождения марганца, которые, как правило, входят в состав не используемых промышленностью убогих силикатных руд. Гондиты широко развиты на многих древних щитах среди архейских и главным образом протерозойских отложений. В СССР гондиты известны на Балтийском щите, на юге Сибирской платформы и на Дальнем Востоке.

Марганценосные коры выветривания возникают в условиях относительно расчлененного рельефа (холмистого, низкогорного) и влажного теплого климата, обусловливающего развитие древесной, а затем травянистой растительности и интенсивную фильтрацию пресных агрессивных вод через толщу марганценосных пород. Образование собственно элювиальных месторождений марганца, происходящее путем относительного обогащения марганцем пород в процессе их выщелачивания, требует присутствия в материнской породе не менее 2—5% марганца в карбонатных породах и 10—15% — в силикатных. При меньших содержаниях марганца в коренных породах возможно возникновение так называемых инфильтрационных, или гипергенно-метасоматических руд.

Марганценосные коры выветривания часто содержат месторождения высококачественных руд, что особенно характерно для современной тропической зоны Земли.

Эволюция марганценакопления в истории Земли (см. рис. 12-1). Докембрийский этап развития Земли явился временем накопления огромных количеств марганца (Н. М. Страхов, 1968 г.). Но, несмотря на общие большие запасы, марганец в докембрии не образует промышленных месторождений, а главным образом в силикатной форме (спессартин, меньше родонит) входит в состав гондитовых формаций. Содержание марганца в гондитах обычно не превышает 10—15%.

Гондиты с бедными силикатными рудами наиболее характерны для архея. Мелкие месторождения марганца с запасами в первые десятки миллионов тонн появляются лишь в отложениях протерозоя, где они представлены пластами и линзами браунитовых руд, залегающих среди различных кристаллических сланцев и гнейсов.

Иной тип марганценосных образований, характеризующийся широким участием в их строении карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений, появляется в раннем кембрии (Дурновское месторождение — на Салаире, Усинское — в Кузнецком Алатау). Соответственно с изменением состава отложений меняется и тип руд: от силикатных к окисным и карбонатным, существенно родохрозит-манганокальцитовым.

Новый мощный этап марганценакопления относится к девону. В это время были сформированы многочисленные мелкие месторождения на западном борту Магнитогорского синклинория и в эвгеосинклинали Алтая. Эти месторождения, входящие в состав эффузивно-кремнистых образований, содержали обычно си-

ликатные руды марганца с большей или меньшей примесью родохрозита и браунита. Важной особенностью этих образований является обособленное переслаивание эффузивных и осадочных марганцево-кремнистых отложений, что свидетельствует о накоплении марганца не в периоды активизации вулканизма, а, наоборот, при его резком затухании. Вообще непосредственная связь промышленного накопления марганца с вулканическими процессами весьма проблематична, а в ряде случаев — просто недоказуема.

В конце девона — начале перми марганценакопление интенсивно продолжалось в прибрежных частях морских бассейнов Урала и Казахстана. Характерной особенностью этих бассейнов являлось периодическое поступление в них вулканогенного материала.

Конец палеозойской и мезозойская эры характеризуются сравнительно незначительным накоплением марганцевых руд. Марганцеворудный процесс наиболее широко и мощно проявился на следующем — кайнозойском этапе развития Земли. В середине палеогена наблюдается формирование месторождений Южно-Украинского марганценосного бассейна, возникают месторождения в Болгарии, в Закавказье, на Урале.

Марганцевые руды этих месторождений накапливались в окраинных зонах крупных бассейнов в условиях медленной спокойной трансгрессии моря на сушу, сложенную в значительной мере элювием пород, относительно обогащенных марганцем (габбро, амфиболиты и др.).

К концу палеогена и к четвертичному периоду относится формирование крупных промышленных месторождений марганца формации кор выветривания. И, наконец, на современном этапе развития Земли широкое распространение получило накопление марганца на обширных пространствах дна Мирового океана. Генезис этих рудных накоплений пока что не совсем ясен. Вполне вероятно, что они являются продуктами гальмиролиза — подводного выветривания, сопровождающегося частичной сорбцией марганца из океанических вод.

Некоторые рекомендации по поискам и полевому определению марганцевых руд. Окисные и окисленные руды марганца имеют характерный черный цвет и черную черту. Их трудно спутать с каким-либо другим типом пород, за исключением углистых. От последних они в штуфе отличаются большей массой. Более определенный ответ обычно дает обжигание образца на костре: марганцевые соединения не теряют своего черного цвета, в то время как углистые породы обесцвечиваются.

Поскольку даже небольшое содержание окисных соединений марганца придает породе темный цвет, следует иметь в виду, что не каждая черная марганцовистая порода окажется марганцевой рудой. Очень часто обнаружение многочисленных черных пленок, корочек и даже прослойков с содержанием марганца до 30—50%, возникающих на поверхности выветривающихся пород, приводило к неверным заключениям об обнаружении месторождений марганца. При проверке заявок оказывалось, что зона окисления, обогащенная марганцем, имеет мощность первые десятки сантиметров и формируется либо над бедными непромышленными силикатными рудами, либо над карбонатными породами с повышенным кларком марганца. Особенно часты подобные случаи в Сибири и на Дальнем Востоке, где практически отсутствуют мощные коры выветривания, способные сформировать промышленные месторождения окисленных руд.

В связи с этим обнаружение на поверхности и в обнажениях руд марганца всегда требует проведения горных работ для установления состава «мате-

ринских» не подвергшихся окислению пород, т. е. формационной принадлежности обнаруженного рудопроявления.

Значительно сложнее решается вопрос с макроскопическим опознаванием силикатных и особенно карбонатных руд марганца. Первым признаком в этом случае опять-таки являются примазки, пленки, характерные дендриты окислов марганца черного цвета, возникающие на поверхности карбонатных и силикатных пород. В случае присутствия среди силикатных руд родонита последний узнается по характернейшему розовато-лиловому («родонитовому») цвету. Карбонатные же руды, будучи поднятыми с глубины из скважины или взятыми из забоя штольни, т. е. не подвергшиеся окислению, внешне отличаются от известняков и особенно от не вскипающих HCl доломитов только по большей плотности и не всегда улавливаемому розоватому цвету.

В связи с этим при работах в областях возможного развития марганценосных карбонатных образований, особенно манганокальцитовых, необходимо использовать полевые методы диагностики марганца либо отбирать на анализы все «подозрительные» образцы. При обнаружении марганцевых рудопроявлений следует иметь в виду, что:

1) марганцевые руды в карбонатных формациях часто ассоциируют со стратиформными месторождениями свинца и цинка и могут являться своеобразным поисковым признаком на последние;

2) марганец в корах выветривания и продуктах их переотложения часто находится в парагенезисе с кобальтом. Асболаны — кобальтоносные вады являются основными носителями кобальта в его месторождениях, связанных с корами выветривания ультраосновных пород;

3) известны также марганцовистые руды, содержащие золото.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Варенцов И. М., Рахманов В. П.* Месторождения марганца. — В кн.: Рудные месторождения СССР. М., 1978, с. 112—172.

2. *Михайлов Б. М., Колокольцев В. Г.* Марганец. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территории на тверд. пол. ископ. Л., 1978, с. 93—107.

Глава 14

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ПОРОДЫ И ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Железо входит в группу широко распространенных в земной коре элементов. Его кларк в литосфере 5,1. Кларки концентраций железа в промышленных рудах колеблются в пределах 6—14. Общепринятых определений как для железистых пород, так и для железных руд нет. Наиболее приемлемым является отнесение к группе железистых пород осадочных, остаточных, либо метаморфических образований, содержащих более 10% железа, преимущественно в форме минералов его окиси, гидроокиси, карбонатов и железистых хлоритов. Последнее добавление необходимо сделать, так как железо подчас в большом количестве (до 20—25%) входит в состав других силикатов и алюмосиликатов и никак не проявляется в осадочном процессе, а также не представляет интереса как полезное ископаемое. Единых общих кондиций для железных руд не существует. Обычно при проведении геологических работ железной рудой счи-

тают породу, содержащую более 30% железа, но такое определение настолько обще, что, будучи примененным к конкретным объектам, становится неверным. Так, например, на Среднем Урале на Качканарском месторождении добываются малотитанистые вкрапленные магнетитовые руды со средним содержанием железа 16%. В то же время огромные по запасам месторождения бурых железняков в Приаралье со средними содержаниями 35—40% отнесены за баланс. Дело в том что за последние десятилетия во всем мире четко обозначилась тенденция к переходу на использование в черной металлургии все более качественного сырья — природно богатых железных руд либо агломерированных концентратов, содержащих 60—65% и более железа. Руды такого качества поступают на металлургические заводы многих зарубежных стран с месторождений современной тропической зоны: Западной Африки, Австралии и Южной Америки, где они входят в состав молодых палеоген-четвертичных латеритных покровов, развитых на относительно бедных железом железистых кварцитах докембрия.

Первым и обязательным требованием к руде является ее способность к обогащению. Поскольку наиболее дешевым и экономичным методом обогащения железных руд является магнитная сепарация, то, очевидно, при прочих равных условиях лучшей будет магнетитовая руда. Вторым, не менее важным требованием к железным рудам является отсутствие в них вредных примесей: серы, фосфора, а также хрома. Перечисленным двум основным требованиям наиболее полно подходят два типа железных руд: 1) кора выветривания на «чистых» железистых кварцитах (синька), содержащая более 60% железа в форме мартита (гематита) и 2) магнетитовые кварциты с содержанием «магнитного» железа более 15—30%, но позволяющие при обогащении получать агломерированные концентраты с содержанием железа более 63%.

Минеральный состав железных руд. По минеральному составу среди железистых пород и руд выделяются следующие типы: окисные, карбонатные, силикатные и сульфидные (табл. 14-1).

Таблица 14-1

Содержание железа в промышленных минералах железных руд

Название	Формула минералов	% Fe
Магнетит	$FeFe_2O_4$	72,4
Гематит	Fe_2O_3	70,0
Гидрогематит	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	63—69
Гематит	$FeO(OH)$	62,9
Гидрогётит	$FeO(OH) \cdot H_2O$	48,6
Сидерит	$FeCO_3$	48,3
Пирит	FeS_2	46,6
Лептохлориты:		
а) тюрингит	$Fe_{3,5}(AlFe)_{1,5}[Si_{2,5} \cdot Al_{1,5}O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$	До 52,3
б) шамозит	$Fe_nAl(Si_3AlO_{10})(OH)_6 \cdot nH_2O$	До 36,9

Окисные руды характеризуются абсолютным преобладанием минералов окиси и гидроокиси железа: магнетита, мартита, гематита, гётита и гидрогётита. В зависимости от петрографического типа окисных руд в них наряду с мине-

ралами железа присутствуют кварц, хлориты, амфиболы, пироксены, минералы глин (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда), минералы «свободного» глинозема (гиббсит, бёмит, диаспор).

Карбонатные руды железа являются весьма экономичным, но редко встречающимся в «чистом» виде и в большом количестве сырьем. Основной рудообразующий минерал в них — сидерит и минералы изоморфного ряда сидерит — магнезит. Одновременно с сидеритом, как правило, присутствуют продукты его кисления — гётит, гидрогётит.

Силикатные руды. Практически единственной группой рудных силикатных минералов железа является группа железистых хлоритов. В железных рудах железистые хлориты часто входят в состав оолитовых гётит-гидрогётитовых руд, широко развитых в прибрежно-морских отложениях мезозоя и палеогена. Железистые хлориты (шамозит, тюрингит) образуют либо оболочки гидрогётитовых оолитов, либо мономинеральные оолиты, а иногда и цемент руд.

Сульфидные руды железа осадочного генезиса как руды на железо значения не имеют. Сульфиды железа (пирит, марказит) часто встречаются в карбонатных и силикатных, а иногда и в окисных рудах железа. Присутствие сульфидов резко снижает качество железных руд.

Петрографические типы железных руд. По текстурно-структурным признакам и отчасти минеральному составу железные руды резко обособляются в три группы: 1) массивно-слоистые, 2) оолитовые, 3) псевдоморфные.

Массивно-слоистые железные руды характеризуются массивной, полосчатой либо слоистой текстурами. Структуры этих руд, как правило, зернистые, чешуйчатые, микроволокнистые.

Массивно-слоистые железные руды чаще приурочены к древним (докембрийским и раннепалеозойским) железоносным формациям, но встречаются и среди более молодых образований, например, на позднедевонских железорудных месторождениях Центрального Казахстана.

Оолитовые железные руды наиболее широко распространены на месторождениях фанерозоя. В эту группу, кроме собственно оолитовых, входят: бобовые, сферолитовые, желваковые железные руды, а также продукты их частичного переотложения: оболочно-бобовые, конгломерато-желваковые и пр. Наиболее характерными структурами этих руд являются: оолитовая, бобовая, крустификационная, обломочная, колломорфная, желваковая, почковидная.

Псевдоморфные железные руды возникают в корах выветривания богатых железом пород (железистых кварцитов, сланцев, ультрабазитов). Они характеризуются реликтовыми структурами материнских пород либо контракционными, псевдобрекчиевыми структурами.

Железоносные формации. Промышленные залежи железа чрезвычайно многообразны как по составу, так и по формационной принадлежности, а соответственно и генезису [4, 5, 7]. Многочисленные железоносные формации с промышленным оруденением могут быть объединены в пять групп: I — железистых кварцитов; II — железосланцевые; III — оолитовых руд железа; IV — латериты; V — россыпи минералов железа*.

* Следует отметить, что под подзолистыми почвами северной лесной зоны часто встречаются орзондовые и орштейновые горизонты, содержащие гидроокисные железные руды. С разработки этих бедных руд железа начиналось развитие металлургии в России в эпоху Петра I. — *Прим. ред.*

1. Формация железистых кварцитов весьма разнородна по составу. Все они имеют лишь один общий признак: обязательное присутствие очень специфического типа пород — железистых кварцитов — джеспилитов. Это плотные тонкослоистые кварц-магнетитовые, либо кварц-гематитовые породы, в которых прослойки кварца толщиною не более 1—2 мм перемежаются с прослойками магнетита или гематита (железной слюдки). Железистые кварциты встречаются исключительно среди докембрийских образований.

Формация железистых кварцитов подразделяется по составу пород, переслаивающихся с джеспилитами. Таким образом устанавливаются вулканогенно-кремнистая, туфо-сланцевая, известняково-кремнистая и другие разновидности. Железистые кварциты заключают колоссальные количества железа, правда, содержание последнего, как правило, обычно не превышает 40—45%, в среднем составляя 25—35%. В Советском Союзе железистые кварциты широко развиты на юге европейской части (Кривой Рог, КМА), на востоке Балтийского щита, а также в восточных районах на Алданском щите.

2. Железосланцевые формации характеризуются, как правило, более низкими стадиями метаморфизма пород (по сравнению с железистыми кварцитами). Железные руды массивные, преимущественно гематитовые, образуют выдержанные на сотни метров (иногда километры) пласты мощностью первые метры иногда до десяти, максимум 20—30 м. В этой группе выделяются существенно карбонатные (Атасуйская группа месторождений в Центральном Казахстане) и эффузивно-кремнистые (Удско-Шантарская зона на Дальнем Востоке). Для этой группы характерен парагенез железорудных пластов с марганцеворудными.

3. Оолитовые руды железа. Оолитовые железняки являются одним из наиболее распространенных типов железных руд в фанерозое. Внутри этой группы выделяются существенно гематитовые руды среди песчано-сланцевых отложений (ордовик Приангарья), диаспор-шамозитовые руды среди карбонатных толщ (верхний девон Южного Урала), сцементированные гётит-гидрогётитовые железняки с шамозитом и сидеритом, переходящие в сидерит-шамозитовые руды, среди песчано-глинистых пород (верхний мел Северного Тургая, палеоген юга Западной Сибири, неоген Керченского полуострова), рыхлые гётит-гидрогётитовые бобовые руды среди потоковых песчаных отложений (олигоценовые толщи Северного Тургая и Приаралья).

Несмотря на относительно низкое качество оолитовых руд (содержание железа 30—40%, плохая обогатимость, много фосфора — до 1—1,5%, иногда мышьяка), месторождения их эксплуатируются, поскольку оолитовые руды залегают практически на поверхности и в экономически освоенных районах. Таковым является, например, Лисаковское месторождение. Оно представляет собой субширотную долину шириной от 2 до 10 км и длиной около 150 км, заполненную существенно песчаными кварц-железистыми породами. В железных бобовых рудах повсеместно прослеживается горизонтальная, иногда косая слойчатость. Наиболее богатые разности, так называемая «маковая руда», представлены хорошо отсортированными почти черными блестящими бобовинами гётита размером до 0,1 мм.

4. В группе латеритных железоносных формаций следует выделять два резко различных типа: 1) образования, заключающие элювий на железистых кварцитах; 2) образования, заключающие элювий на ультраосновных породах.

Элювиальные железные руды, особенно возникшие на «чистых» магнети-

товых либо железослюдково-магнетитовых кварцитах, и продукты их ближайшего переотложения (канга) содержат до 60—70% железа и подчас представляют собой мономинеральный гематитовый пласт [2]. Элювиальные железные руды на ультраосновных породах являются значительно худшим сырьем. Хотя в ряде стран тропического пояса Земли (на Кубе, в Гвинее и др.) количество железа в этом типе руд весьма велико (50—55%), они всегда содержат вредную примесь хрома (до 3%) и трудно подвергаются обогащению.

В Советском Союзе элювиальные руды железа каменноугольного возраста, связанные с железистыми кварцитами, разрабатываются на КМА и в Кривом Роге.

Элювиальные руды юрского возраста, приуроченные к ультрабазитам, добываются в районе Халилово (Южный Урал), где они содержат 35—45% железа, до 3% хрома и легированы никелем и кобальтом.

5. Россыпи минералов железа развиты вдоль побережий некоторых современных морей и океанов. В частности, магнетитовые россыпи эксплуатируются на побережьях Филиппинского архипелага, они известны у нас вдоль северного побережья Азовского моря, на Курильских островах и на восточном побережье Черного моря, в провинции Квебек в Канаде, на полуострове Флорида в США, в Бразилии. Отличительной чертой этих руд является их легкая обогатимость.

Огромные количества железа накапливаются в настоящее время на дне Мирового океана в виде железо-марганцевых конкреций. Ряд стран (США, Япония) уже приступили к разработке проектов добычи этих конкреций с целью получения из них Cu, Ni, Co и др. элементов. Возможно в дальнейшем будет поставлен вопрос и об утилизации железа, содержание которого в конкрециях составляет до 21%.

Эволюция железонакопления в истории Земли. Эволюция процесса накопления железа в истории Земли проявилась чрезвычайно резко [1, 3]. Для раннего, докембрийского этапа развития Земли характерно формирование железистых кварцитов, заключающих огромные запасы железных руд. Эта группа неоднородна и объединяет ряд последовательно сменяющих одна другую существенно различных формаций (см. рис. 12-1).

Для архейской эры характерно формирование преимущественно эффузивно-кремнистых железоносных формаций которые в раннем и среднем протерозое сменяются известковисто-сланцево-кремнистыми и итабиритовыми (доломитово-кремнистыми), вмещающими мощные пласты железистых кварцитов [7]. Выдержанность рудных пластов, однообразная тонкослоистая текстура формаций, обширные площади их развития позволяют весьма обоснованно говорить о накоплении осадков в обширных водных бассейнах, вероятно, вдали от береговой линии, со специфическими, пока еще не совсем ясными параметрами среды.

В позднем протерозое практически прекращается формирование группы железистых кварцитов. Модификацией этого типа накоплений железа, вероятно, можно считать железорудные пласты железосланцевых образований. Последние, как правило, ассоциируются с кремнеземом, правда, всегда имеют существенно гематитовый или гидрогематитовый состав. Для этих образований часто отмечается непосредственная связь с подводным вулканизмом.

В позднем протерозое появляется принципиально новый тип накоплений железа — оолитовые руды. До мезозоя оолитовые руды имеют преимуществен-

но гематитовый состав, а затем — гётит-гидрогётитовый либо шамозитовый с большей или меньшей примесью сидерита.

Образование оолитов в палеозое происходило на огромных площадях, по-видимому, в прибрежных частях крупных водоемов. В начале же мезозоя наблюдается определенная локализация железонакопления в лагунах, располагающихся поблизости от древних железорудных месторождений (например, Аятская лагуна туронского моря на севере Тургайского прогиба расположена вблизи каменноугольных месторождений Соколовско-Сарбайской группы). В последующем уже в олигоцене наблюдается формирование оолитовых, оолито-бобовых и бобовых руд железа уже непосредственно в эстуариях либо в руслах континентальных водотоков (месторождения Северного Приаралья и др.).

К девону следует относить появление первых месторождений железа, связанных с корами выветривания, но природно богатые руды с содержанием железа 60% и более, по-видимому, появились только в раннем карбоне, как элювий «чистых» магнетит (гематит)-кремнистых железистых кварцитов.

Латеритные железорудные месторождения на ультрабазитах достоверно возникли еще позже — только в середине мезозоя (в ранней юре) (Халилово на Южном Урале, Елизаветинское на Среднем Урале). Но максимального расцвета процессы латеритизации достигли позднее — в кайнозое, когда были сформированы богатейшие месторождения латеритных железных руд в современной тропической зоне Земли как на железистых кварцитах (месторождения Либерии, Габона в Западной Африке, Австралии, Бразилии, Венесуэлы и др.), так и на ультраосновных массивах (месторождение Калум в Гвинее, известные месторождения Кубы и Новой Каледонии).

На современном этапе развития Земли наблюдается появление еще одного промышленного типа железоносных формаций — гематит-магнетитовых россыпей, формирующихся вдоль морских и океанических побережий, сложенных магнетитсодержащими породами.

В заключение чрезвычайно важно отметить имеющую место на протяжении всей истории Земли общую тенденцию «выхода» железных руд из докембрийских океанов на прибрежные мелководья палеозойских морей, далее в мезозое — в лагуны, а затем в кайнозое непосредственно в континентальные долины и, наконец, на расчлененные водораздельные пространства, сложенные корами выветривания железосодержащих пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бирюков В. С.* Общие закономерности размещения железорудных формаций и их оценка. — Изв. вузов, сер. Геол. и разв., 1978, № 4, 20 с.

2. *Михайлов Б. М., Клекль Л. В.* Гипергенез железистых кварцитов. — В кн.: Состав и генезис жел. кварцитов Сибири и Д. Востока. Новосибирск, 1977, с. 40—45.

3. *Михайлов Б. М.* Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли. — В кн.: Проблемы соврем. литол. Новосибирск, 1977, с. 179—184.

4. *Момджи Г. С.* ред. Геологические основы и оценка железорудных месторождений. М., Изд. ВИМС, 1977, 144 с.

5. *Сердюченко Д. П.* Древние некремнистые железорудные формации. — В кн.: Региональная геохимия и рудообразование. М., 1980, с. 255—270.

6. *Формации* железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977. 131 с.

7. *Формозова Л. Н.* Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. — Труды ГИН АН СССР, вып. 250, 1973. 167 с.

Глава 15

ФОСФОРИТЫ

Фосфоритами называются осадочные породы с содержанием P_2O_5 не менее 5%, где фосфатные минералы представлены главным образом фосфатами кальция. В богатых фосфоритах фосфатное вещество цементирует фосфатные зерна. В относительно бедных фосфоритах фосфатное вещество цементирует зерна кварца, глауконита, алюмосиликатов, иногда пирита и других минералов, а также обломки пород, или слагает фосфатные раковины (оболюсов, лингул и т. п.) и их обломки. К богатым относятся прежде всего зернистые (или микрозернистые) фосфориты, которые состоят из фосфатных зерен и (или) оолитов размером преимущественно в доли миллиметра. Цемент таких фосфоритов фосфатный, фосфатно-карбонатный или фосфатно-кремнистый. Содержание P_2O_5 в этих фосфоритах составляет обычно 15—35%. К более бедным относятся прежде всего желваковые и ракушняковые фосфориты. В фосфоритовых желваках (конкрециях) содержание P_2O_5 достигает 15—25%, но в среднем в желваковых фосфоритах содержится 8—18% P_2O_5. Ракушняковые фосфориты отличаются также невысоким содержанием P_2O_5 (4—12%).

По внешнему виду фосфориты довольно разнообразны. Зернистые фосфориты иногда не легко отличить от других пород — кремнистых и карбонатных. Цвет фосфоритов в основном зависит от примесей, содержащихся в них: окисное железо придает фосфоритам буроватый оттенок, железо закисное (глауконит и некоторые другие минералы) — зеленоватый оттенок, органическое вещество — темный, почти черный или синевато-черный цвет и т. д.

Фосфориты являются одним из важнейших видов фосфатного сырья, применяемых для производства фосфора и его соединений, необходимых сельскому хозяйству и промышленности. Важнейшие промышленные месторождения фосфоритов по генезису и типам руд подразделяются на морские: зернистые (или микрозернистые), желваковые, ракушняковые и континентальные: коры выветривания и (или) карстовые [3]. Весьма важной характеристикой промышленных месторождений является также мощность фосфоритовых пластов и залежей, их протяженность и площадь распространения, что находит отражение в существующих классификациях фосфоритов. Приведенные в табл. 15-2 средние мощности пластов и залежей следует считать характерными для промышленных месторождений. Протяженность наиболее изученного в СССР и эксплуатирующегося бассейна Каратау в Казахстане составляет около 120 км [7]. Аналогичную протяженность имеет бассейн Ганнтур в Марокко, а площадь крупного фосфоритоносного бассейна Флориды в США составляет 5—10 тыс. $км^2$.

Вещественный состав фосфоритов. В зависимости от условий образования минералы, входящие в состав фосфоритов, могут быть подразделены на три группы [1]: 1) обломочные (терригенные), отвечающие по составу обломочной части осадка, в котором образовались фосфатные стяжения; это преимущественно кварц, глинистые минералы, полевые шпаты и другие силикаты, мелкие обломки пород и т. п.; 2) аутигенные, связанные с обстановкой, в которой шло образование фосфата — глауконит, иногда пирит, минералы кремнезема и карбонаты; 3) минералы, связанные с процессами последующих превращений фос-

форитов, уже сформированных в породу и подвергнутых более поздним изменениям в стадии катагенеза и метаморфизма (апатит за счет перекристаллизации фосфата, диопсид, тремолит, хлориты, тальк, флюорит и др.) и гипергенеза (бурые окислы железа, окислы марганца, гипс, иногда алюмофосфаты и др.). Присутствие всех перечисленных минералов (кроме фосфатных) ухудшает качество фосфоритов. В особенности это касается глинистых минералов, пирита, карбонатов и минералов кремнезема при их содержании в фосфоритах порядка 5% и выше.

Каждому из главных промышленных типов фосфоритов особенно свойственны определенные ассоциации минералов из приведенных трех генетических групп [5]. Так, для желваковых фосфоритов наиболее обычны обломочный кварц и глинистые минералы, аутигенный глауконит. В зависимости от содержания некоторых минералов (или их ассоциаций) выделяются даже промышленные подтипы желваковых фосфоритов: глауконит-глинистые, глинистые, песчанистые. Пирит, окислы железа и гипс в желваковых фосфоритах имеют обычно спорадическое или незначительное распространение. Ракушняковые фосфориты кроме обломочного кварца часто содержат карбонаты и окислы железа. В зернистых фосфоритах весьма значительной может быть примесь минералов кремнезема (аутигенный халцедон и др.), карбонатов, глинистого вещества, иногда органических веществ. Как показывают наблюдения в шахтах и других горных выработках, в залежах зернистых фосфоритов на глубине может несколько увеличиваться содержание пирита [7]. В зависимости от содержания этих примесей выделяются промышленные подтипы этих фосфоритов [3]: карбонатные, кремнистые, кремнисто-карбонатные, глинисто-карбонатные и высококачественные («мономинеральные»). Минералы третьей группы (метаморфические и гипергенные) в фанерозойских пластовых фосфоритах обычно сравнительно мало распространены, хотя в месторождениях докембрийского возраста (архей (?), протерозой) метаморфические минералы могут даже преобладать. В месторождениях коры выветривания гипергенные минералы явно преобладают [8]. Состав этих минералов весьма различен, но доминируют вторичные фосфаты кальция, алюминия, железа, каолинит, окислы железа [8]. За рубежом в Сенегале имеется довольно крупное месторождение Палло, где разрабатываются преимущественно алюмофосфаты с содержанием P_2O_5 28—29%. Кроме того, алюмофосфаты совместно с фосфатами кальция эксплуатируются в крупном фосфоритоносном бассейне Флориды на фосфорные удобрения и уран.

Материалы по распространению редких элементов в фосфоритах обобщены В. Н. Холодовым и Д. А. Минеевым [3]. По их данным, содержание урана в фосфоритах колеблется от 0,001 до 0,06%. Известно также, что в фосфоритах и фосфоритоносных породах довольно часто обнаруживается линейная связь между содержаниями урана и фосфора [4]. Эта связь может ослабляться в тех случаях, когда наряду с фосфатными минералами в породах присутствуют в значительном количестве глинистые минералы, органическое вещество или гидроокислы железа, являющиеся также концентраторами этого металла. В фосфоритах почти постоянно концентрируются редкоземельные элементы (в среднем 0,06—0,10%), реже стронций. Для многих фосфоритов доказано повышенное содержание V, Pb, Zn и Cu, а также Se. Эти элементы обычно присутствуют в фосфоритах в составе соответствующих сульфидов, в «рассеянном» состоянии и в составе пирита и окислов железа. Н. А. Григорьев [3] отмечает

повышенное (до 10 г/т) содержание бериллия во многих типах фосфоритов, а в некоторых фосфоритах из месторождений коры выветривания им указывается содержание этого элемента даже в количестве первых сотен граммов на тонну.

Текстуры и структуры фосфоритов. Изучение текстур и структур фосфоритов важно как для выявления их литогенетических типов и условий образования [6], так и для определения геолого-технологических типов фосфатных руд [12]. По текстурным признакам выделяются слоистые (слойчатые), линзовиднослоистые (линзовиднослойчатые), косослоистые (косослойчатые) и некоторые другие текстурные разности фосфоритов. Среди слоистых текстур наибольшим распространением пользуются параллельнослоистые, волнистослоистые и линзовиднослоистые текстуры. Учитывая мощность слойков, целесообразно также выделять тонкослоистые текстуры, с мощностью слойков от долей миллиметра до 1—3 см. Такие текстуры пользуются довольно широким распространением в Хубсугульском фосфоритоносном бассейне в Монголии [6], на Ухагольском и Харанурском месторождениях Восточного Саяна [6, 7]. Выделенные типы слоистости выражены: 1) чередованием прослоев фосфоритов различного состава и структуры (прежде всего с различной величиной зерен); 2) наличием прослоев, состоящих из посторонних (нефосфоритных) пород — кремней, карбонатных пород, аргиллитов и глин и др.; 3) прослоями, существенно обогащенными примесями — слюдистыми минералами, органическим веществом, лимонитом, гематитом, пиритом и другими минералами и их ассоциациями. Во многих месторождениях распространены также неясно- и неотчетливослоистые зернистые фосфориты, несколько измененные катагенетическими и метаморфическими процессами. Весьма близки к ним фосфориты с массивной текстурой (например, в бассейне Каратау в Казахстане).

Косая слойчатость в фосфоритах подробно изучалась в геосинклинальных зернистых фосфоритах Каратау и бассейна Джорджина [12]. Косослоистые текстуры довольно обычны в пластах и залежах высококачественных фосфоритов.

В настоящее время, обобщая исследования текстур фосфоритов зернистого типа, можно сделать следующие общие выводы: 1) косослоистые, неотчетливослоистые и массивные текстуры особо характерны для высококачественных и хорошего качества пластовых фосфоритов; 2) тонкослоистые текстуры более характерны для фосфоритов с относительно низким содержанием P_2O_5 (ниже 15—20%) и сравнительно плохо обогащающихся. Косая слойчатость любого типа, по мнению исследователей фосфоритов, указывает на сравнительно интенсивную гидродинамическую активность среды осадконакопления. Эти данные и соображения еще раз подтверждают высказывания Г. И. Бушинского [2] о большом значении процессов диагенеза и многократного переотложения фосфатных образований (зерен, оолитов, желваков и их обломков) для возникновения пластов качественных фосфоритов.

Структурные особенности фосфоритов обычно изучаются в шлифах, за исключением крупнообломочных разновидностей — гравелитовых, галечных и брекчиевых. К числу главных признаков, определяющих структуру фосфоритов, относятся: 1) форма, величина и строение зерен и оолитов фосфата или обломков фосфатных пород; 2) наличие фосфатных раковин и их обломков; 3) характер цемента, в том числе его состав и особенности строения; 4) присутствие в цементе породы, а также в фосфоритовых стяжениях обломков минералов и по-

род нефосфатного состава; 5) присутствие аутигенных, метаморфических и гипергенных минералов, при их содержании выше 5%; 6) характер взаимоотношений фосфатных и нефосфатных компонентов породы.

В желваковых фосфоритах фосфатные желваки обычно состоят из обломочных зерен кварца и аутигенных зерен глауконита, сцементированных базальным фосфатным цементом. По Г. И. Бушинскому [2], структура таких фосфоритов может быть определена как неравномернозернистая, с неравномерным или кучным распределением обломочных зерен. Кроме того, во многих желваках присутствуют более мелкие желвачки или их обломки, сцементированные радиальнолучистым фосфатом различных генераций [2], возникшим при диагенетической цементации осадка. В других случаях цемент смешанный: фосфатно-глинистый, фосфатно-карбонатный. Довольно ярким примером широкого развития цементационной структуры может служить «фосфоритовая плита», представляющая собой сцементированные фосфатами и другими минералами желваки фосфоритов и их обломки.

Структуры ракушняковых фосфоритов характеризуются присутствием фосфатных раковин и их обломков в различных количественных соотношениях, обломочных зерен кварца, редко глауконита. Цемент поровый и базальный, преимущественно карбонатный, реже крустификационный фосфатный и окисно-железистый. Зернистые фосфориты состоят из зерен фосфата и фосфатных оолитов в различных соотношениях. Цемент поровый фосфатный, базальный и поровый кремнистый и (или) карбонатный, реже глинисто-карбонатный. В случае базального кремнистого и карбонатного цемента фосфориты обычно худшего качества. Для процессов технического обогащения фосфоритов большое значение имеет также «взаимопрорастание» фосфатных, карбонатных и кремнистых компонентов пород, наблюдаемое в шлифах. В этом случае возникают своеобразные мозаичные структуры. «Взаимопрорастание» является результатом катагенетических и метаморфических процессов в фосфоритах. Это явление затрудняет механическое обогащение фосфатных руд.

В разностях пластовых фосфоритов, сложенных преимущественно фосфатными оолитами, форма и размеры последних могут быть различными. В редких случаях, например на очень крупном месторождении Бу-Краа в Западной Сахаре, фосфатные пизолиты местами достигают размера 100 мм в диаметре [9], но по всем имеющимся данным на большинстве месторождений пластовых фосфоритов преобладают оолиты менее 1 мм в диаметре. В центре оолитов могут присутствовать зерна кварца, тонкая смесь фосфата и халцедона, редко обломки оолитов.

Фосфориты коры выветривания отличаются широким развитием корковых (крустификационных) и брекчиевых структур [8]. Кроме того, встречаются каркасные («ящичные») и весьма разнообразные реликтовые структуры. Фосфориты из месторождений коры выветривания, кроме того, характеризуются широким развитием пор и каверн, образовавшихся в процессе растворения карбонатной части породы.

Фосфориты с крупнообломочными структурами — гравелитовой, конгломератовой, брекчиевой изучаются в общем аналогично другим псефитовым породам. Следует отметить, что брекчиевые структуры (седиментационные и, возможно, тектонические брекчии) в редких случаях преобладают в фосфоритах отдельных бассейнов, например, в Удско-Селемджинском бассейне Хабаровского края. В Каратауском бассейне Казахстана, Хубсугульском — в Монголии и

Таблица 15-1

Классификация промышленных типов фосфоритных месторождений, по [10]

Класс	Группа	Подгруппа	Тип	Фосфоритоносная формация	Примеры фосфоритоносных бассейнов или м-ний
Экзогенный	Осадочная	Геосинклинальная	Афанитовый	Кремнисто-карбонатная — эвгеосинклиналей	Алтае-Саянский
			Оолитово-микрозернистый	Кремнисто-карбонатная — миогеосинклиналей	Каратауский, «Фосфория», Хубсугульский
		Платформенная	Зернистый	Терригенно-карбонатная	Ближневосточный, Северо-Африканский, Средне-Азиатский, Восточно-Американский
			Ракушечный	Терригенно-глауконитовая	Прибалтийский
			Желваковый	Терригенно-глауконитовая	Вятско-Камский, Актюбинский, Подмосковный
			Галечниковый	Терригенная	Флорида
		Выветривания — остаточно-инфильтрационная	Остаточный	Коры выветривания	Мау-Кок — верхние горизонты
			Остаточно-инфильтрационный		Карстовые м-ния — Сейбинское, Белкинское, Ашинское, Флорида, Сенегал
			Инфильтрационный		М-ния «пещерных» и «островных» фосфоритов
Метаморфогенный			Метаморфизованный	Различные осадочные фосфоритоносные формации	Тешиктас, Чулактау, Мау—Кок
			Метаморфический		Слюдянское, Хайчжоу

в Восточном Саяне брекчиевые и конгломератовые фосфориты имеют явно подчиненное значение.

Вопросы классификации фосфоритов. Классификации фосфоритов, их месторождений и фосфоритоносных формаций имеются во многих работах, начиная с конца прошлого столетия. Недостатки и положительные стороны этих классификаций обсуждены в монографии Б. М. Гиммельфарба (1965 г.). Естественно, что во всех классификациях их авторами сделана попытка обобщить достижения фосфатной геологии и литологии. Б. М. Гиммельфарбом в 1965 г. опубликована детальная классификация фосфоритов, в которой, по словам ее

Таблица 15-2

Характеристика главнейших фосфоритоносных формаций и связанных с ними месторождений фосфоритов, по [11] с изменениями

Группа фосфоритоносных формаций	Преобладающий структурнотекстурный тип фосфоритов	Средняя мощность продуктивных пластов, м	Среднее содержание P_2O_5, %	Основные эпохи фосфатонакопления	Тектоническое положение	Примеры фосфоритоносных бассейнов и месторождений
Глауконит-терригенная	Желваковый, плитный, галечниковый	1—1,5	7—13	J—K	Склоны синеклиз. Палеозойские и более молодые платформы	Вятско-Камский бассейн, Актюбинский бассейн, Егорьевская и Курская группы месторождений СССР
Ракушняк-терригенная	Ракушняковый, детрито-ракушняковый, галечниковый	2—4	4—10	O	Древние платформы	Прибалтийский бассейн (месторождения Кингисеппское, Маарду, Азери и др.)
Пестроцветная песчано-алеврито-мергельная	Зернистый, оолитово-зернистый	5—8	10—12	K—N	Склоны краевых прогибов	Таджикская депрессия (Гулиобское, Риватское, Зиддинское и другие месторождения); Средиземноморский бассейн — Египет, Тунис, Алжир, Марокко
Кремнисто-доломитовая	Зернисто-оолитовая	6—9	19—25	Верхний протерозой, Кембрий	Склоны пригеосинклинальных прогибов	Бассейн Каратау, Ухагольская площадь (СССР); бассейн Джорджина (Австралия)
Вулканогенно-кремнисто-карбонатная	Вкрапленно-прожилковый, брекчиевидный, зернистый тонкослоистый	Резко изменчива (от 2 до 90)	6—12		Склоны внутригеосинклинальных прогибов	Удско-Селемджинский бассейн, Тамалыкское месторождение (СССР)
Коры выветривания и карста (по отложениям других групп фор-	Рыхлый, брекчиевидный, крустификационный галечно-гравий-	Изменчива	15—20	KZ	Различное	Ашинское, Сейбинское, Белкинское и др. месторождения СССР; бас. Флориды (США)

автора, «сделана попытка использовать положительные стороны всех прежних классификаций, а также данные о новых фосфоритных месторождениях». В основу классификации положены условия образования, формы залегания, структурно-петрографические признаки, минеральный (вещественный) состав нефосфатной части пород и особенности тектонического положения фосфоритов и их месторождений.

В более позднее время (1975 г.) Н. А. Красильникова и Ю. М. Шмелькова [10] опубликовали несколько более обобщенную, но учитывающую уже новые материалы по фосфоритам Сибири и других регионов классификацию, где в отдельной графе указаны фосфоритоносные формации (табл. 15-1). Положительным моментом данной классификации является также то, что по сравнению с классификацией Б. М. Гиммельфарба в нее не помещены некоторые явно непромышленные типы фосфоритов как, например, Эльдарские, Сев. Двины и пр. В 1978 г. В. Л. Либровичем и Л. М. Мызниковой [11] была составлена классификация фосфоритов, месторождений фосфоритов и фосфоритоносных формаций (табл. 15-2), по ряду моментов сходная с ранее рассмотренными, а также с классификацией Н. С. Шатского. В отличие от других, в этой классификации имеются графы, где отражено среднее содержание P_2O_5 и мощность фосфоритовых пластов и залежей. Эти данные являются важными при характеристике промышленных типов фосфоритов и фосфоритовых месторождений. Таким образом, все авторы приведенных классификаций фосфоритов старались отразить в них признаки промышленных типов фосфоритов и их месторождений, включая некоторые сведения об условиях образования, вещественном составе, литогенетических типах фосфоритов, фосфоритоносных формациях, геотектоническом положении фосфоритоносных бассейнов, характерных мощностях и средних содержаниях полезных компонентов в фосфоритах, т. е. те сведения, которые необходимы для общего представления о промышленных месторождениях фосфоритов. Главнейшими продуктивными формациями территории СССР и зарубежных стран являются: кремнисто-карбонатная, терригенно-кремнисто-карбонатная, глауконит-терригенная, ракушняк-терригенная и формация коры выветривания [5].

Общие вопросы происхождения фосфоритов в последнее время подробно обсуждены Г. И. Бушинским [2]. Он отмечает, что хемогенная гипотеза А. В. Казакова, устанавливающая связь образования фосфоритов с восходящими течениями, не объясняет ряд фактов, относящихся к палеогеографии фосфоритоносных бассейнов. Вулканогенно-осадочное происхождение геосинклинальных фосфоритов в соответствии со взглядами Н. С. Шатского также недостаточно подтверждается рядом новых исследований. Биохимическая гипотеза образования фосфоритов в иловых водах в процессе диагенеза, выдвинутая Г. И. Бушинским, более надежно аргументирована.

Как уже отмечалось, процессы диагенеза и переотложения играют важнейшую роль при образовании промышленных залежей фосфоритов, поэтому биохимическая гипотеза Г. И. Бушинского лучше других объясняет процессы возникновения фосфоритов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Борзунов В. М., Гроховский Л. М.* Фосфориты.— В кн.: Поиски и разведка месторождений минерального сырья для химической промышленности. М., 1978, стр. 66—108.

2. *Бушинский Г. И.* Полезные ископаемые. Фосфориты. — В кн.: Литология в исследованиях ГИН АН СССР. М., 1980, стр. 243—251.

3. *Вещественный* состав фосфоритов. Новосибирск, 1979. 184 с.

4. *Гавшин В. М., Бобров В. А., Зоркина Л. С.* Количественные соотношения между ураном и фосфором в фосфоритоносных породах. — Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6, с. 118—126.

5. *Геология* месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. Ред. А. С. Зверев, А. С. Михайлов. М., Недра, 1980. 245 с.

6. *Гуревич Б. Г.* Литогенетические типы фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. — В кн.: Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М., 1980, с. 65—81.

7. *Еганов Э. А., Советов Ю. К.* Каратау — модель региона фосфоритонакопления. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 427, Новосибирск, 1979. 190 с.

8. *Занин Ю. Н.* Вещественный состав фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 195, 1975.

9. *Киперман Ю. А., Недогон А. В., Тимченко А. И.* Экономика фосфатного сырья зарубежных стран. М., 1975. 112 с.

10. *Красильникова Н. А., Шмелькова Ю. Ф.* Петрографические типы фосфоритов и промышленные месторождения. — Труды ГИГХС, вып. 31, 1975, с. 5—27.

11. *Либрович В. Л., Мызникова Л. М.* Фосфориты. — В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1978, с. 547—556.

12. *Литология* фосфоритоносных отложений. М., 1976. 183 с.

Глава 16

СОЛЯНЫЕ ПОРОДЫ

Соляные минералы и породы представляют самостоятельную довольно обширную группу природных осадочных образований гидрохимического происхождения. Они составляют основную часть галогенных пород, вмещающих кроме собственно соляных пород, отложения более ранних стадий аридного химического осадконакопления: сульфатные (гипсовые и ангидритовые) и смешанные карбонатно-сульфатные породы. Чисто карбонатные породы хемогенного происхождения к галогенным породам не относятся.

Соляные породы сложены легко растворимыми в воде соединениями, выпадающими из растворов виде солей — минералов, представленных хлоридами, сульфатами, иодатами и нитратами кальция, магния, натрия и калия. В галогенных породах иногда встречаются бораты, реже боросиликаты. Нитраты, бораты и иодаты нами не рассматриваются.

По времени образования месторождения минеральных солей разделяются на современные, образовавшиеся в одну из эпох четвертичного периода, и ископаемые, возникшие в прошлые геологические периоды (ранний кембрий — неоген). В прошлые геологические эпохи залежи минеральных солей образовывались в крупных континентальных озерах, морских лагунах и заливах, в краевых частях эпиконтинентальных морей и в бассейнах морского типа. В монографии Н. М. Страхова 1963 г. рассмотрены типы современных и древних солеродных водоемов, особенности режима, вещественного состава и генезиса континентальных и морских галогенных отложений. В современных условиях солеродные водоемы представлены преимущественно самосадочными соляными бассейнами (континентальными и морскими).

Поступательное развитие процесса кристаллизации солей и накопления их на дне водоема регулировалось в геологическом прошлом и регулируется сейчас рядом геологических и природных факторов, из которых следует отметить геоструктурную позицию солеродного водоема, характер его связи с питавшим морским или промежуточным бассейном, условия питания морской водой и континентальными водами, глубину солеродного водоема, климат и другие. Порядок кристаллизации солей из сложного соляного раствора — рапы определяется законами растворимости. Огромное значение при образовании твердых фаз — минералов, кристаллизовавшихся из морской воды или растворов, соответствовавших ей по составу, имели процессы прямой и обратной метаморфизации раствора. Прямая метаморфизация вызывала значительное понижение в рапе содержания сульфатного иона (SO_4''), что в конечном счете обусловливало образование бессульфатных месторождений калийных солей, полностью лишенных минералов, содержащих в своем составе сульфаты калия и магния. Обратная метаморфизация рапы, наоборот, вызывала повышение в рапе содержания сульфатного иона и способствовала более широкой кристаллизации сульфатов калия и магния.

Размеры солеродных водоемов геологического прошлого колебались от немногих квадратных километров до тысяч и сотен тысяч квадратных километров [3]. Мощности отложившихся солей и соленосных осадков измеряются от метров до первых тысяч метров. Размеры современных солеродных водоемов и мощности отложившихся в них солей выражаются несравненно меньшими цифрами.

В обобщающей монографии Н. М. Страхова 1963 г. были рассмотрены типы соляных водоемов и особенности их режима, а также вещественный состав, генезис и распространение континентальных и морских галогенных отложений.

Вопрос о глубинах солеродных бассейнов окончательно еще не решен. Многие исследователи (А. А. Иванов, М. Л. Воронова и др.) рассматривают солеродные бассейны как мелководные образования от начала и до конца накопления в них осадков. По их представлениям, мощности соляных отложений свидетельствуют не о глубине бассейна, а о степени прогибания его дна в процессе седиментогенеза.

Распространено мнение (А. Л. Яншин и др.), что мощное соленакопление происходило в прошлом в водоемах своеобразного морского типа, не имеющих современных аналогов, с глубинами порядка сотен метров. Такая точка зрения основывается главным образом на предполагаемой относительно большой скорости накопления солей по сравнению с небольшой скоростью тектонического опускания. Эта точка зрения разделяется не всеми исследователями, хотя и не исключено, что глубина некоторых ископаемых солеродных бассейнов могла быть значительной (сотни метров), особенно на первых этапах их заполнения.

В последние годы появились публикации, в которых солеобразование связывается с эндогенными процессами. В работах А. А. Иванова, М. П. Фивега [10, 11, 12] приведен критический разбор представлений о роли активного воздействия вулканизма на образование соляных пород, что исключает возможность принимать их во внимание при разработке современной теории галогенеза.

Среди рассматриваемых соляных пород по химическому и минеральному составу выделяются два основных типа: бессульфатный и сульфатный. Поро-

ды бессульфатного (хлоридного) типа имеют более простой химический и минеральный состав. Калийные и калийно-магниевые минералы представлены сильвином, карналлитом, бишофитом и редко тахгидритом; из них наибольшим распространением пользуется сильвин. Он установлен в подавляющем большинстве (80% общего количества) соляных месторождений и более чем в 65% случаев является породообразующим минералом. Карналлит занимает второе место по распространенности и тоже является породообразующим минералом. Он встречается в 65% общего числа соляных месторождений. Бишофит встречается значительно реже, обычно в виде небольших скоплений, и только совсем недавно выявлены мощные залежи бишофитной породы в Волгоградском Поволжье [8].

Минеральный и химический состав соляных пород сульфатного типа более сложный: основную роль играют сульфатные минералы калия и магния (полигалит, каинит, лангбейнит, кизерит и др.). Часто с ними ассоциируются сильвин и карналлит.

А. А. Иванов [6]* все известные в настоящее время месторождения и проявления калийных солей подразделяет на три типа: бессульфатные (хлоридные), сульфатные и комплексные (хлориды и сульфаты). Главная масса соляных пород относится к хлоридному типу.

Из всех известных соляных минералов лишь небольшая часть принадлежит к числу породообразующих. К ним относятся: галит, сильвин, карналлит, бишофит, каинит, лангбейнит, полигалит, кизерит, глауберит, тенардит, мирабилит, астраханит. Некоторые соляные минералы имеют весьма ограниченное распространение.

Впервые номенклатуру соляных пород предложили Ф. Эрдман и Ф. Ринне, изучавшие залежи месторождений соляных пород. Ф. Ринне предложил включить в название соляной породы все входящие в ее состав минералы, перечисляя их в порядке возрастающего содержания, но количественных критериев для наименования соляных пород не ввел.

Вопросами номенклатуры и классификации соляных пород занимались: Е. Э. Разумовская, П. П. Преображенский, В. Н. Дубинина, В. А. Вахрамеева, М. П. Фивег, А. А. Иванов, Я. Я. Яржемский, С. М. Кореневский, В. И. Щербина, Э. В. Седун, Д. М. Ерошина, С. В. Ходькова, Т. М. Жаркова [5]. Однако единой классификации и номенклатуры для соляных пород до сих пор не выработано. Наиболее широким распространением пользуются схемы классификации и номенклатуры, составленные А. А. Ивановым и Е. Э. Разумовской. Специалисты, занимающиеся изучением соляных пород Старобинского месторождения, пользуются схемой, предложенной В. Н. Щербиной. А. А. Иванов разработал классификацию, предназначенную для подсчета и утверждения запасов калийных руд Предкарпатья. Основные типы калийных руд выделялись по признаку наличия в них калийных минералов в количествах, достаточных для отнесения пород к категории руд. Эта классификация имеет прикладное значение. Е. Э. Разумовская в одной из своих последних работ (1962 г.) предложила схему классификации и номенклатуры соляных пород по признакам аналогичных схем, составленных для других осадочных пород, но с учетом

* С. М. Кореневский [7] все известные в настоящее время калиеносные формации, месторождения и проявления калийных солей подразделил на три типа: хлористый, сульфато-хлоридный и сульфатный. Позднее А. А. Иванов [6] сульфато-хлоридный тип назвал комплексным. — *Прим. ред.*

Порода	Месторождение	Содержание KCl	$MgCl_2$
Сильвинит красный	Верхнекамское	19,7—42,9	0,2—0,4
Сильвинит пестрый	То же	20,8—38,7	0,1—1,2
Сильвинит	Верхнепечорское	15,3—23,2	0,1—0,8
Сильвинит	Старобинское	13,8—51,8	0,1—1,7
Сильвинит	Гаурдакское	13,0—43,6	Сл.—1,7
Сильвинит	Карлюкское	18,3—42,8	0,3—2,2
Сильвинит	Эльзасское	30,0	0,3
Сильвинит	Йоркширское	40,3	0,5
Сильвинит	Предкарпатские	19,6—36,0	0—0,9
Сильвинит	Цехштейновый бассейн	27,6	1,8
Твердая соль (кизеритовый сильвинит)	Цехштейновый бассейн	20,5	2,3
Твердая соль (кизеритовый сильвинит)	Калушско-Голынское	12,3—20,0	0—2,4
Карналлитовая порода	Верхнекамское	13,4—20,6	14,5—19,0
Карналлитовая порода	Верхнепечорское	11,4—21,4	14,9—27,1
Карналлитовая порода	Карлюкское	12,0—21,2	11,3—23,1
Карналлитовая порода	Предкарпатские	10,5—13,8	5,1—13,9
Карналлитовая порода	Цехштейновый бассейн	15,5	21,5
Карналлитовая порода	Клодавское	12,7	16,0
Карналлитовая порода	Цайдамское	3,6—19,5	7,2—30,2
Каинитовая порода	Предкарпатские	10,2—21,4	—
Каинитовая порода	Цехштейновый бассейн	20,5	—
Каинито-лангбейнитовая порода	Предкарпатские	9,0—16,6	0—2,0
Лангбейнитовая порода	Предкарпатские	0,8—4,8	—
Лангбейнитовая порода	Цехштейновый бассейн	—	—
Полигалито-галитовая порода	Каировка	—	—

специфических особенностей и свойств соляных пород. Составленная ею схема представляет теоретический интерес. Аналогичный принцип положен в основу классификации галогенных пород, составленной А. Рихтером. Я. Я. Яржемский разработал схему классификации и номенклатуры соляных пород, в которой отразил специфику их практического использования, отделив промышленный тип пород от непромышленного. Предложенная им классификация для решения теоретических вопросов недостаточна. Вопросами разработки классификации и номенклатуры соляных пород Предкарпатских месторождений занималась С. В. Ходькова. Она в основу классификации и номенклатуры соляных пород положила генетический признак. Породы подразделены ею на группы по степени преобразования постседиментационными процессами. Более подробно деление пород в пределах групп произведено по вещественному составу с перечислением всех компонентов, входящих в состав пород. Выделенные группы в совокупности составляют генетический ряд пород, отражающий историю формирования и разрушения сульфатных калийных пород, а также закономерность и направленность послеседиментационного их разрушения. Структурно-генетическая классификация каменной соли приводится в работе Т. М. Жарковой [4]. Она имеет лишь теоретическое значение.

состав калийных солей

солей, %					
NaCl	K_2SO_4	$MgSO_4$	$CaSO_4$	H_2O	Нерастворимый остаток
51,6—77,2	—	—	1,3—2,5	0,2—0,4	1,1—4,6
54,5—76,7	—	—	0,9—2,3	0,1—1,4	0,9—6,3
44,2—71,5	—	—	4,3—5,7	0,1—0,9	5,3—27,3
25,0—65,8	—	—	0,2—10,6	0,1—1,9	0,5—30,5
48,5—76,8	—	—	0,2—1,6	0,1—1,9	0,8—16,5
44,2—72,4	—	—	0,8—2,3	0,7—2,5	4,0—13,4
58,0	—	—	3,0	1,0	7,7
49,5	—	—	4,0	0,5	8,8
24,7—42,7	0—4,4	2,5—20,4	3,6—11,4	1,6—4,2	10,6—22,5
56,7		3,4	2,8	4,5	3,2
46,3	—	20,8	1,8	5,7	2,6
22,4—48,1	0—0,7	20,8—26,0	1,6—3,7	3,2—7,2	4,7—13,8
33,0—53,6	—	—	0,8—1,6	16,4—21,5	1,3—4,5
17,6—64,5	—	—	0,6—4,3	16,8—30,6	0,8—16,7
28,1—61,5	—	—	0,4—1,2	13,0—26,2	1,3—5,2
33,8—41,2	—	0—1,0	2,4—7,1	8,1—17,8	11,9—34,9
22,4	—	12,1	1,9	26,1	0,5
40,0	—	10,3	0,5	18,1	0,6
13,3—76,3	—	0—0,2	0,3—2,0	10,0—36,6	0,1—0,8
18,2—44,8	1,8—7,4	20,0—39,2	1,7—2,5	9,7—13,7	2,8—5,6
24,0	—	36,4	1,7	16,5	0,8
30,4—36,8	7,2—9,6	21,8—29,5	2,2—3,1	4,9—7,4	5,4—12,8
32,2—38,8	19,4—24,4	29,0—34,0	1,0—2,0	1,2—3,6	4,3—6,4
40,4	11,8	43,4	—	4,2	0,8
53,0—86,9	3,4—10,5	2,3—11,2	5,2—22,5	0,8—3,0	0,2—13,0

В предлагаемой главе название соляной породы, как правило, определяется названием породообразующего минерала с добавлением слова «порода». В многокомпонентных породах учитывается количественное содержание минералов, названия которых располагаются в порядке увеличения их процентного содержания. Исключением является название породы, сложенной галитом — каменная соль и название породы, сложенной галитом и сильвинитом — сильвинит. Эти два термина прочно вошли в научный и практический обиход.

В названии пород Предкарпатской группы месторождений мы использовали номенклатуру, предложенную С. В. Ходьковой.

Химический и минеральный состав калийных солей различных месторождений приведен в табл. 16-1.

В основу выделения типов структур соляных пород положены размер и форма зерен соляных минералов, их взаимное расположение, а также наличие минералово-примесей и микровключений [1]. Поскольку величина зерен соляных пород резко отличается от величины зерен других осадочных пород (в сторону увеличения), в классификации структур этих пород изменены пределы размерности. Из предложенных классификаций наиболее рациональной мы считаем классификацию, принятую В. Н. Щербиной, тем более что она вошла в прак-

тику петрографического изучения соляных пород большинства месторождений. В этой классификации выделяются: микрозернистая структура (величина зерен менее 1 мм), мелкозернистая структура (размер зерен от 1 до 3 мм), среднезернистая структура (размер зерен от 3 до 5 мм), крупнозернистая структура (размер зерен от 5 до 10 мм) и гигантозернистая структура (размер зерен свыше 10 мм).

Структурно-текстурные особенности соляных пород обусловлены этапами формирования соляных отложений и отражают стадийность преобразования соляных пород. В период сингенеза формировались первичные текстуры и структуры, а в процессе диагенеза, катагенеза и гипергенеза возникали вторичные текстуры и структуры, пользующиеся широким распространением. Следует отметить, что некоторые, большей частью мономинеральные соляные породы, имеющие одинаковую структуру и текстуру, иногда отличаются друг от друга внутренним строением отдельных зерен и кристаллов, что может указывать на различный характер преобразования пород и даже их генезис. Поэтому наряду с описанием структур пород приводятся характерные и часто встречающиеся структуры отдельных кристаллов и зерен.

Наиболее распространенными из первичных текстур в соляных породах являются массивная и слоистая. Слоистость отражает годичные и сезонные изменения в процессе отложения соляных осадков. Эта текстура очень отчетливо проявляется среди каменной соли и сильвинита. Разновидности слоистой текстуры выделяются по мощности слоев и их конфигурации. Вторичные текстуры возникают после отложения соляных залежей в результате процессов диагенеза, катагенеза и гипергенеза, а также благодаря влиянию тектонических факторов, и особенно отчетливо проявляются среди соляных пород сложного состава. К вторичным текстурам относятся полосчатая брекчиевидная, будинажа, каркасная, пятнистая, линзовидная, петельчатая, трещинная.

Седиментационные (первичные) структуры это кристаллическизернистые структуры с различной величиной зерен (исключая гигантозернистые разности) и нередко с отчетливо выраженным зональным строением отдельных зерен. К первичным структурам можно отнести: волокнистую структуру, характерную для солей, выполняющих трещины в соляных и несоляных породах, а также идиометрические и ксеноморфнозернистые структуры, свойственные чаще всего двукомпонентным породам, особенно сильвиниту.

Постседиментационные (вторичные) структуры возникают в стадии диагенеза и катагенеза. Они встречаются в чистом виде при полной перекристаллизации породы и при частичном наложении вторичных структур на первичные. Среди соляных пород вторичные структуры имеют широкое распространение. К ним относятся все крупно- и гигантозернистые разности, порфировидная, ориентированная, радиальнолучистая, радиальнопучковатая, а также разновидности структур замещения и высаливания.

Характеризуя внутреннее строение отдельных зерен, следует обращать внимание на зональность. Обычно по зонам роста (по плоскостям роста и ребрам куба) располагаются капли жидкости (рапы) с пузырьками газа, газовые пузырьки, глинистое вещество и микровключения ангидрита и карбонатов (доломита и магнезита). Зерна с пойкилитовым строением характеризуются неориентированным расположением микровключений. Образование зерен карналлита с двойниковым строением (полосчатым и решетчатым) обусловлено перекристаллизацией под давлением.

Для соляных пород обычна примесь нерастворимых в воде минералов. В большинстве случаев воднонерастворимая часть соляных пород относится к глинисто-алевритовой фракции; песчаная фракция имеет подчиненное значение. Минералы алевритовой и песчаной фракции преимущественно аутигенные. Терригенные минералы, как правило, встречаются в значительно меньшем количестве. Насыщенность терригенным материалом характерна для соляных пород, отложившихся в узких вытянутых бассейнах, в которых рапа периодически разбавлялась водами, поступавшими с окружающей суши. Комплекс аутигенных минералов воднонерастворимых осадков для большинства соляных пород хлоридного типа почти постоянный. Количество их меняется в довольно широких пределах (от долей процента до 20—30%). Наибольшим распространением пользуются сульфаты (преимущественно ангидрит и реже гипс) и карбонаты, в основном доломит, редко кальцит, а в калиеносных породах — магнезит. Часто встречается аутигенный кварц в виде хорошо ограненных кристалликов. Кроме аутигенного кварца, в алевритовой и песчаной фракциях нерастворимого остатка встречаются окатанные и полуокатанные зерна обломочного кварца, полевых шпатов (нередко выветрелых), листочки слюды и хлорита. Минералы тяжелой фракции присутствуют в очень незначительных количествах: это гранат, циркон, турмалин, эпидот и др. Часто в нерастворимом в воде остатке преобладает глинистая фракция. Данные иммерсионных, термических, рентгенометрических и других видов исследований показали, что глинистое вещество в основной массе представлено гидрослюдой и гидрохлоритами (магнезиальными и железистыми). Из сульфидов в нерастворимых остатках соляных пород отмечен пирит. Следует отметить, что в нерастворимом остатке соляных пород многих соляных месторождений встречаются борные минералы, приуроченные к различным комплексам соляных пород. Установлена генетическая связь характера борной минерализации с химико-минералогическим составом вмещающих соляных пород: бораты встречаются преимущественно среди сульфатных (гипсовых и ангидритовых) или обогащенных сульфатами соляных пород. В нерастворимых остатках соляных пород некоторых соляных месторождений (Сибирь, Припятская и Днепрово-Донецкая впадины) обнаружены кусочки эффузивных пород преимущественно основного состава.

Петрографическими исследованиями установлено, что состав аутигенных воднонерастворимых минералов в соляных породах в значительной мере зависит от условий процесса седиментации. При поступательном развитии солеродного бассейна происходит смена минеральных видов карбонатов в сторону более магнезиальных, а также повышается содержание новообразованных силикатных и алюмосиликатных минералов в калиеносных породах. Состав обломочных минералов соответственно обусловлен составом пород суши, окружавшей бассейн. Участие эолового материала в нерастворимых остатках соляных пород весьма вероятно. В ряде случаев оно могло быть значительным.

Красная окраска всех минералов соляных пород вызвана наличием в них микровключений гематита, гётита, лепидокрокита, а также коллоидальных окислов железа. Ниже приводим краткую характеристику наиболее распространенных соляных пород.

Каменная соль является самой распространенной соляной породой. Содержание NaCl в наиболее чистых ее разновидностях достигает 99% и более. Постоянную примесь составляют ангидрит, карбонаты, глинистое вещество и обломочный материал. Цвет каменной соли обычно обусловлен составом при-

меси и лишь синие пятна в зернах галита вызваны изменением структуры кристалла. Каменная соль чаще всего серая (разных оттенков), белая и водянопрозрачная (в перекристаллизованных участках при отсутствии примеси). Окрашенные в красный цвет разности каменной соли свойственны, главным образом калийным месторождениям и значительно реже встречаются в месторождениях каменной соли (Иркутский амфитеатр, Коми АССР).

Для каменной соли характерны как первичные, так и вторичные текстурные и структурные признаки. Первичная текстура в большинстве случаев либо слоистая, либо массивная. Для основной части месторождений характерна слоистая текстура, обусловленная перемежаемость слоев различной структуры, окраски, послойным распределением примесей и наличием слоев и прослоев несоляных пород. Характерным и наиболее существенным элементом ее является так называемый «годовой слой»*.

По В. А. Вахрамеевой, годовой слой в каменной соли представляет совокупность сезонных прослоев. В составе его выделено четыре прослоя: 1) каменная соль средне- и крупнозернистая, кубического или шестоватого облика зональной структуры. Мощность 0,5—4 см. Это донное образование (ранняя весна, весна, начало лета); 2) ангидрито-глинистый прослой. Он большей частью разорван или приподнят на разную высоту растущими снизу кристаллами галита. Мощность 0,5—5 мм (весенние отложения); 3) каменная соль белая средне- или крупнозернистая с остатками скелетно-зональной структуры, мощность 1—7 мм (летние отложения); 4) каменная соль тонко- или мелкозернистая, иногда среднезернистая, по простиранию переходящая в гигантокристаллическую. Прослои тонкозернистого строения имеют структуру галита высаливания, мелкозернистого — высаливания — обрастания, а среднезернистого — высаливания — интенсивного обрастания. Мощность прослоя 0,5—7 см.

Слои осенней садки от слоев летней садки практически не отличаются, четкие прослои их отсутствуют. Годовой слой каменной соли, состоящий из 4-х сезонных прослоев, является результатом наиболее полной садки галита. Часто наблюдаются годовые слои с неполным набором сезонных прослоев.

Разновидность каменной соли, названная каменной солью высаливания, впервые выделена В. А. Вахрамеевой в 1964 г. и позднее изучалась А. Л. Протопоповым (1972 г.). Это отложения тонко- или мелкозернистого галита, образовавшегося в результате высаливания при смешении концентрированных морских вод или паводковых вод, содержащих хлористый натрий с основной рапой бассейна. Среди прослоев сильвинита и карналлитовой породы каменная соль высаливания отмечена в виде линз и прослоев, выдержанных по мощности и простиранию, либо в виде неправильной формы скоплений. В этих породах галит высаливания образовался в результате смешения хлор-натриевых рассолов с рапой солеродного бассейна, насыщенного по калию.

Слоистость каменной соли нередко нарушена: слои наклонены, изогнуты в складки, а иногда разорваны. Интенсивность складкообразования проявляется различно: чем меньше мощность слоев каменной соли, тем более интенсивно они смяты.

Первичные структуры каменной соли пользуются широким распространением.

* Н. М. Страховым, С. М. Кореневским и др., а также в Геологическом словаре применяется термин «годичный слой». — *Прим. ред.*

Длительное время господствовало мнение, что скелетно-зональная структура солевых (галитовых, сильвинитовых и др.) зерен является бесспорным признаком седиментационного происхождения — кристаллизацией их непосредственно из рапы солеродного бассейна. Работами В. А. Вахрамеевой [2] и С. В. Ходьковой доказано, что зонально расположенные микровключения растворов и газов присутствуют в соляных кристаллах, возникших на разных стадиях литогенеза.

При перекристаллизации зональное строение, как правило, исчезает. Возникают зернистые и кристаллические структуры с различной величиной зерен (кристаллов). Преобладает разнозернистая структура. Каменной соли свойственны все указанные выше разновидности вторичных структур соляных пород.

Каменная соль в основной массе имеет седиментационное происхождение. Она осаждалась из морской воды, испарявшейся в замкнутых или полузамкнутых морских солеродных бассейнах, имевших затрудненное сообщение с открытым морем при непрерывном погружении дна, компенсируемых мощностью образовавшихся осадков. Согласно этому представлению солеобразование в таких бассейнах происходило в зоне аридного или полуаридного климата, в условиях которого интенсивное испарение способствовало постепенному осолонению бассейнов.

Сильвинит — наиболее распространенная калийная соляная порода главным образом в месторождениях хлоридного и сульфатно-хлоридного типов. Состав сильвинита неодинаковый.

Выделяются разновидности сильвинитов по характеру окраски (красные и пестрые), текстурным признакам (полосчатые) и минеральному составу примеси (ангидритовые, полигалитовые, кизеритовые). Наибольшим распространением пользуются две разновидности: красные и пестрые сильвиниты.

Красные сильвиниты характеризуются интенсивной красной и кирпично-красной окраской преимущественно сильвиновых прослоев и отчетливо выраженной слоистостью. Мощности годовых слоев сильвинитов и каменной соли обычно близки и равняются 3—4 см. Примесь ангидрита, карбонатов и глинистого материала часто обособлена в тонкие (1—2 мм) прослои. Текстура красных сильвинитов слоистая (равномерно и неравномерно) и обусловлена, как и для каменной соли, перемежаемостью годовых слоев. Впервые годовые соли красных и полосчатых сильвинитов изучила В. А. Вахрамеева [2].

С. В. Ходькова помимо седиментационных и раннедиагенетических (донных), выделяет в системе годового слоя слоистые элементы, возникшие на стадиях позднего диагенеза и катагенеза.

Структура красных сильвинитов разнозернистая с преобладанием мелко- и среднезернистой. Зональное строение зерен сильвина наблюдается нечасто. Красным сильвинитам свойственна ориентированная структура. Для Верхнекамского месторождения характерна разновидность полосчатого сильвинита (пласт А), характеризующаяся тонкой слоистостью и яркой окраской прослоев.

Пестрые сильвиниты отличаются пестротой окраски и отсутствием четко выраженной слоистости. Текстура породы массивная и пятнистая. Структура разнозернистая преимущественно средне- и крупнозернистая (блочная). Зерна сильвина обычно молочно-белые с буро-красными оторочками; зерна галита серые, просвечивающиеся и прозрачные часто с синими пятнами. Галит и сильвин в породе присутствуют в равных или близких количественных соотношениях. Постоянную примесь составляют карбонаты (доломит и магнезит), ангидрит,

глинистое вещество и алевритовый материал. В сильвинитах, встречающихся в месторождениях сульфатного типа, примесь составляют полигалит, кизерит, каинит и другие сульфаты. Следует отметить, что сильвинитам свойственны постседиментационные (вторичные) структуры, обусловленные процессами растворения, замещения и перекристаллизации. Наблюдаются структуры частичного, а иногда и полного замещения сильвина галитом с сохранением красящего вещества сильвина в зернах галита.

В месторождениях сульфатного типа отмечаются разновидности красных и пестрых сильвинитов, но с менее отчетливо выраженными признаками, их характеризующими.

Е. Э. Разумовская, а затем А. А. Иванов на основании геологических наблюдений пришли к выводу о первичности красных и полосчатых сильвинитов Верхнекамского месторождения. Наряду с первичным сильвином встречается и вторичный, образующийся в результате воздействия на карналлитовую породу растворов, не насыщенных хлористым магнием. В некоторых месторождениях имеются значительные скопления вторичного, гипергенного сильвина, так называемая «сильвинитовая шляпа». К «сильвинитовой шляпе» относится и верхний сильвинит Верхнекамского месторождения.

На генезис пестрых сильвинитов высказаны различные взгляды. А. Е. Ходьков, М. Г. Валяшко, А. А. Иванов считают, что пестрые сильвиниты образовались метасоматическим путем при воздействии на карналлитовые осадки ненасыщенных хлористым магнием рассолов системы $NaCl—KCl—MgCl_2—H_2O$. Однако относительно природы воздействующих рассолов и времени метасоматического преобразования и поныне мнения расходятся. А. Е. Ходьков образование пестрых сильвинитов связывает с разгрузкой постседиментационных рассолов на стадиях диагенеза — катагенеза. М. Г. Валяшко и А. А. Иванов считают, что метасоматоз протекал в бассейновую стадию под воздействием поверхностной рапы на донные осадки и, следовательно, относят образование пестрых сильвинитов к раннему диагенезу.

Карналлитовая порода в месторождениях хлоридного и сульфатно-хлоридного типов по степени распространения среди калийных пород занимает второе место после сильвинита. Из общего числа месторождений и проявлений калийных солей в 60% случаев карналлит является породообразующим минералом. Мономинеральные разности карналлитовой породы встречаются редко. Обычно она сложена карналлитом и галитом в различных количественных соотношениях. Нередко в состав породы в качестве породообразующего минерала входит сильвин. В зависимости от количества сильвина и карналлита различаются смешанные сильвин-карналлитовые и карналлит-сильвиновые породы. В месторождениях сульфатного типа в состав пород в качестве породообразующих минералов входят каинит, кизерит и другие сульфатные минералы. Они учитываются в названии породы.

Примесь в карналлитовой породе составляют ангидрит, карбонаты (часто магнезит и анкерит), глинистое вещество, иногда с тем или иным количеством алевритового материала. Глинистое вещество обычно обособлено в тонкие ветвящиеся извилистые прожилки или неправильной формы включения. Мощность прожилков 1—5 мм, а размер включений до 1 см.

Цвет карналлитовой породы чаще всего красный различных оттенков, от темно- и сургучно-красного до оранжево-желтого и светло-желтого, иногда с зеленоватым или лиловатым оттенком; встречаются бесцветные прозрачные зер-

на карналлита. Окраска обусловлена многочисленными включениями окисных и гидроокисных соединений железа; обычно она неравномерная. Нередко в шлифах отчетливо видны таблички гематита и иглы гётита, распределенные либо беспорядочно, либо ориентированные в виде нескольких систем параллельных полос. пересекающихся друг с другом.

Для карналлита характерно двойниковое строение зерен. Отмечено три типа двойников: полосчатые, решетчатые и неправильной формы. Форма карналлитовых зерен чаще всего неправильная, реже округлая или вытянутая. Размеры их меняются в широких пределах: от долей миллиметра до первых единиц сантиметров. Следов зонального строения пока не обнаружено. В породе отмечаются лишь зональные зерна галита высаливания.

Текстура карналлитовой породы массивная, слоистая, пятнистая и часто брекчиевидная. Наблюдается петельчатая микроструктура. Структура обычно разнозернистая, иногда порфировидная и ориентированная. Кроме того, карналлитовой породе свойственны различные структуры замещения.

Петрографические исследования карналлитовых пород из различных месторождений свидетельствуют о седиментационном происхождении основной массы породы.

Карналлитовым породам не свойственна четкая годовая слоистость, но при детальном изучении их В. А. Вахрамеева [2] определила последовательность залегания сезонных прослоев в полном годовом слое.

М. А. Жарков и Т. М. Жаркова [9] за элементарную стратиграфическую единицу разреза калиеносного пласта предложили брать не годовой слой, а набор соляных пород, т. е. «наиболее мелкое породное сочетание, которое можно выделить в осадочной толще, состоящее из закономерно повторяющихся отдельных типов». Аналогичной точки зрения придерживается В. И. Копнин [9].

Образование карналлитовой породы происходило в стадию весьма значительной концентрации рапы бассейна в заключительные этапы испарительного соленакопления. Колебания гидрохимического и температурного режимов определяли преимущественное образование то карналлита, то сильвина. Следует отметить повышенное содержание глинистого материала среди слоев карналлитовой породы, вызванное, по-видимому, периодическим поступлением в бассейн слабосоленых континентальных вод, вносивших глинистый материал и частично растворявших верхнюю часть карналлитового осадка. В дальнейшем по мере повышения концентрации рассолов, в результате испарения и частичного растворения донных осадков, глинистый материал быстро коагулировал и осаждался, покрывая донные соляные отложения и предохраняя карналлит от полного растворения. Такая схема осадконакопления при образовании карналлитовых пластов со значительной примесью глинистого материала предложена Ю. И. Лупиновичем при изучении карналлитсодержащих пород западной части Припятской впадины.

Б и ш о ф и т о в а я   п о р о д а имеет ограниченное распространение. Она образует прослои, линзы и гнезда среди соляных пород в некоторых месторождениях калийных солей сульфатно-хлоридного типа. В соленосных отложениях, распространенных на территории Волгоградского Поволжья и в некоторых соляных куполах Прикаспийской впадины, обнаружены крупные залежи почти мономинеральной бишофитовой породы, содержащей 95—98% бишофита. Бишофит встречается в парагенезисе с карналлитом, кизеритом, галитом, силь-

вином, полигалитом и ангидритом. В бишофитовой породе карналлит нередко является породообразующим минералом. Цвет породы обусловлен количеством и составом примеси. Мономинеральная бишофитовая порода, не содержащая примеси, бесцветная водяно-прозрачная.

Текстура породы массивная, реже пятнистая и слоистая. Структура породы разнозернистая — обычно средне- и крупнозернистая. Форма зерен неправильная и лишь в отдельных случаях наблюдались идиоморфные зерна бишофита с хорошо развитыми гранями по (001). В некоторых зернах в шлифах отмечены полисинтетические двойники, образованные в результате давления. Детальные исследования бишофитовых и бишофитсодержащих пород Приволжской моноклинали выполнены Т. М. Жарковой [9].

Во всех изученных месторождениях бишофитовая порода определена как седиментационное образование, возникшее в последнюю (эвтоническую) стадию кристаллизации рапы солеродного бассейна. Об этом свидетельствуют послойное залегание бишофитовой породы, значительная мощность слоев (до 35—40 м) и постепенные переходы в подстилающие и перекрывающие породы. Отдельные небольшие скопления и гнезда бишофита среди карналлитовой породы образовались при разложении последней в период диагенетических и катагенетических изменений пород соляной толщи.

Лангбейнитовая порода не мономинеральна, в ее состав кроме лангбейнита входит галит. В зависимости от преобладания одного или другого минерала выделяются галит-лангбейнитовая или лангбейнит-галитовая разности. Обычную примесь составляют: полигалит, сильвин и глинистое вещество. Цвет породы фиолетово-серый, розово-серый и желтовато-розовый обусловлен составом примеси. Светло-фиолетовая окраска обусловлена присутствием марганца, входящего в решетку лангбейнитовых кристаллов в виде изоморфной примеси. Серые тона вызваны распыленной примесью преимущественно глинистого материала. Текстура лангбейнитовой породы чаще брекчиевидная или слоисто-брекчиевидная. Структура стекловидная, разнозернистая, порфировидная и идиоморфнозернистая.

Относительно условий образования лангбейнитовых пород существуют различные мнения. В. В. Лобанова на основании петрографических исследований относит их к первичным отложениям. Такого же мнения придерживается Я. Я. Яржемский. М. Г. Валяшко считает, что лангбейнит образуется в озерную стадию жизни бассейна и является диагенетическим минералом, возникшим за счет ранее отложенных минералов (сильвина, эпсомита, тетра- и гексагидрата). Аналогичного мнения придерживается С. В. Ходькова, детально изучавшая литологию и петрографию галогенных пород Предкарпатья.

В группе лангбейнит-каинитовых пород главными породообразующими минералами являются лангбейнит, каинит, галит, а также кизерит, полигалит и сильвин. Характерно более высокое (по сравнению с лангбейнитовой породой) содержание примеси глинистого вещества. Цвет неоднородный, обычно это красновато-желтые с серым оттенком породы. Текстура брекчиевидно-слоистая и брекчиевидная. Неотчетливая слоистость обусловлена перемежаемостью вторичных соляных прослоев слоеподобных тел с нарушенными первичными соляными прослоями, прослоями соляной глины и алевролита. Структура породы разнозернистая, преимущественно мелко- и среднезернистая.

Каинитовая порода состоит из каинита, галита и алевролито-глинистого материала. Встречается примесь карналлита, полигалита и ангидрита.

Лангбейнит не отмечается. Цвет породы желтовато-серый, иногда с красным оттенком, вызванным присутствием окислов железа в виде тонких пленок, покрывающих зерна и поверхности зернистых агрегатов. Если галит, входящий в состав породы, частично окрашен в синий цвет, то порода приобретает голубоватый оттенок. Текстура породы неяснослоистая, брекчиевидно-слоистая или брекчиевидная. Структура разнозернистая с преобладанием мелкозернистой, иногда ориентированная и радиальнолучистая.

Существуют различные взгляды на образование каинитовой породы. М. С. Коробцова, С. М. Кореневский [7], В. В. Лобанова и Я. Я. Яржемский относят ее к первичноседиментационному образованию. М. Г. Валяшко, признавая наличие первичной каинитовой породы, полагает, что основная масса ее образована в процессе диагенеза из ранее отложившихся сильвина и гексагидрита. С. В. Ходькова относит каинитовые породы Предкарпатских месторождений к постседиментационным (вторичным) образованиям, возникшим в процессе преобразования соляных минералов.

Полигалитовая порода пользуется довольно широким распространением. Среди соляных отложений сульфатного типа встречаются вкрапления, желваки, линзы, слоеподобные прослои и слои мощностью от долей миллиметра до нескольких десятков метров, сложенные мономинеральной полигалитовой породой. Цвет ее от светло-серого и желтовато-серого до буро-розового и кирпично-красного. Примесь обычно составляют ангидрит, галит, часто сильвин и карбонатно-глинистый материал, нередко ожелезненный. Текстура породы массивная, слоистая, неяснослоистая, каркасная, пятнистая. Структура микро- и тонкозернистая (обычно разнозернистая); встречаются участки со спутанно-волокнистым и радиальнолучистым строением, возникшие при перекристаллизации. Для зерен и кристалликов полигалита характерно двойниковое строение. В некоторых полиминеральных соляных породах полигалит играет роль породообразующего минерала: это полигалит-галитовая, полигалит-галит-ангидритовая породы и полигалитовый сильвинит.

По данным А. А. Иванова, В. В. Герасимовой, М. Г. Валяшко, С. М. Кореневского, М. Л. Вороновой и многих других значительные скопления полигалитовой породы образовались в результате кристаллизации из рапы бассейна, содержавшей калий и магний, при поступлении в нее относительно разбавленных сульфатно-кальциевых вод. Данные многочисленных петрографических исследований показали, что в полиминеральных соляных породах полигалит, образующий желваки, линзы и слоеподобные тела, является постседиментационным образованием, возникшим за счет сильвина, каинита, лангбейнита, глазерита и ангидрита. Таким образом, постседиментационная полигалитизация сульфатных калийных пород имеет широкое развитие.

Кизеритовая порода не имеет широкого распространения. Она образует гнезда, скопления неправильной формы и прослои среди соляных пород сульфатного типа. В цехштейновых месторождениях ГДР и ФРГ кизерит в качестве породообразующего минерала в ассоциации с галитом и сильвином образует так называемую твердую соль (хартзальц). Мономинеральная кизеритовая порода светло-серая с желтоватым и зеленоватым оттенком. Текстура ее массивная, реже пятнистая и неяснослоистая. Структура микрозернистая. Зернистые агрегаты, заключенные в массу галита или сильвина, представляют сростки различных по величине и форме зерен кизерита. Иногда скопления сложенные кизеритом имеют оолитоподобную или радиальнолучистую струк-

В кизеритовой породе в качестве примеси присутствуют галит, карналлит, полигалит, ангидрит и карбонатно-глинистое вещество. При значительном содержании в породе галита и карналлита выделяются кизерит-галитовая, галит-кизеритовая и галит-карналлит-кизеритовая разновидности пород, для которых характерны неоднородная окраска, пятнистая и брекчиевидная текстура и разнозернистая структура.

Для Предкарпатских месторождений характерен парагенезис кизерита с лангбейнитом. Различные количественные соотношения кизерита и лангбейнита С. В. Ходькова объясняет различной интенсивностью процесса кизеритизации, который обычно начинается с периферических частей отдельных лангбейнитовых кристаллов и обломков лангбейнитовых слоев, постепенно развиваясь, захватывает более глубоко расположенные зоны, а иногда лангбейнитовые слои полностью замещаются кизеритом.

М. Г. Валяшко полагает, что кизерит образуется в солеродных бассейнах морского происхождения в стадию раннего диагенеза и является продуктом обезвоживания гексагидрита. Кизеритовая порода, образующая самостоятельные прослои, возможно является первичным седиментационным образованием. С. В. Ходькова считает, что процесс кизеритизации лангбейнита протекал в уже сформировавшейся слоистой породе под воздействием маточных рассолов. На это указывает кавернозная и каркасная текстура лангбейнит-кизеритовых слоев.

Глауберитовая порода не мономинеральна — она содержит примесь карбонатно-глинистого вещества, ангидрита, галита, гипса и иногда алевритового материала. Текстура породы массивная и слоистая. Структура разнозернистая тонко-, мелко- и среднезернистая часто радиальнолучистая и радиальнопучковидная. В зернах и кристаллах глауберита иногда наблюдается зональное строение и двойники (простые и полисинтетические). Глауберит встречается в парагенезисе с галитом, тенардитом, мирабилитом, астраханитом, гипсом, ангидритом, гергейитом, полигалитом и сильвином.

Условия залегания и минералого-петрографические особенности глауберитовой породы позволили В. Н. Щербине, изучавшему глауберитовые породы, высказать предположение о непосредственной кристаллизации глауберита из рапы солеродного бассейна. По его мнению, условием, необходимым для образования значительных количеств глауберита как продукта непосредственной кристаллизации из растворов, является постоянное и непрерывное поступление в сульфатно-натриевые (или сульфатно-хлоридно-натриевые) растворы такого количества растворенного сульфата кальция, которое создавало бы и поддерживало его концентрацию на уровне, необходимом для образования глауберита. По заключению М. С. Коробцовой, глауберит в Предкарпатских месторождениях образуется благодаря воздействию растворов, насыщенных хлористым натрием, на полигалит-ангидритовую породу (скопления и гнезда), что свидетельствует о его вторичности.

Тенардитовая, мирабилитовая и астраханитовая породы в ископаемых месторождениях встречены лишь в нескольких пунктах земного шара, главным образом среди континентальных отложений и очень редко среди морских. Обычно они имеют локальное распространение и наблюдаются в виде крупных гнезд, включений и линзовидных прослоев.

Тенардитовая порода, изученная нами в неогеновых отложениях межгорных впадин Тянь-Шаня, характеризуется массивной текстурой и разнозернистой структурой с преобладанием средне- и крупнозернистых разностей.

Цвет породы светло-желтый, желтый и желтовато-серый. На поверхности обычен белый порошковатый налет безводного сульфата натрия.

Вопрос об условиях образования тенардитовой породы окончательно не решен. В. Н. Щербина, приводя ряд убедительных доказательств, основанных главным образом на петрографических исследованиях, указывает на первичность этой породы. Однако преимущественно крупнокристаллическая структура породы, отсутствие зональности в кристаллах тенардина и галита, а также отсутствие четко выраженной слоистости свидетельствуют о том, что тенардитовая порода является продуктом диагенетической дегидратации мирабилита.

Мирабилитовая порода встречается главным образом в современных самосадочных озерах. В ископаемых месторождениях мирабилит находится вместе с галитом, тенардитом и астраханитом; в качестве гипергенного минерала он присутствует в верхних горизонтах залежей сульфатных, калийных солей, измененных в результате процессов гипергенеза.

Мономинеральная мирабилитовая порода бесцветная ледяно-прозрачная, иногда розоватая и мутная. Текстура массивная, пятнистая и нечеткослоистая. Структура разнозернистая, в основном средне- и крупнозернистая. Обычно порода слабо сцементирована и легко рассыпается на отдельные зерна. Глинистое вещество образует примесь, располагаясь в промежутках между зернами мирабилита и загрязняя породу, а также группируется в тонкие прослои. На Тянь-Шанских месторождениях мирабилит в качестве породообразующего минерала входит в состав пород зоны поверхностного выветривания глауберитовой породы. В глинисто-гипс-мирабилитовой породе мирабилит либо является цементирующей массой, либо образует линзы, выклинивающиеся прослойки и прожилки в секущих трещинах. В соленосных отложениях Предкарпатья залежи мирабилита встречаются в зоне «соляной шляпы». Здесь они являются продуктом разложения шенита и лангбейнит-каинитовых пород. В Нордвикском соляном куполе мирабилит встречается среди покровного гипса и образуется в результате взаимодействия сульфатно-кальциевых и хлоридно-натриевых рассолов на контакте ангидрит-гипсовых пород с каменной солью. По всей вероятности, основная масса мирабилита в ископаемых соляных месторождениях имеет вторичное происхождение.

Астраханитовая порода в ископаемых месторождениях встречается реже чем тенардитовая и мирабилитовая. Астраханит так же, как тенардит и мирабилит, является минералом преимущественно современных соляных озерных отложений, где образует слои, чередующиеся со слоями галита. На территории СССР ископаемая астраханитовая порода известна в Прикопетдагском районе (месторождение Узун-су), в Приаральском районе, в соленосных отложениях Кетменьтюбинской впадины (Тянь-Шань) и в зоне выветривания в Предкарпатских месторождениях.

Астраханитовая порода бесцветная, водяно-прозрачная, иногда с голубоватым оттенком. Текстура массивная. Структура разнозернистая от мелко- до крупнозернистой. Астраханитовая порода имеет вторичное происхождение: она образуется в результате воздействия магнезиальных сульфатных растворов на натрийсодержащие соли.

Кроме перечисленных выше, редко встречаются и не имеют существенного практического значения сульфатные породы — **леонитовая**, **шенитовая**, **глазеритовая**, **эпсомитовая** и немногие другие.

Среди галогенных отложений широко распространены самородная сера, целестин, барит, флюорит. По последним данным (1981 г.), в ФРГ в толще галогенных пород встречен пласт карбонатно-флюоритовой породы мощностью до 8—12 м, что может иметь большое практическое значение. Большое значение имеют встречающиеся в соляных породах соединения бора, брома, рубидия [2, 7].

В соляных породах, наряду с желвачными боратами, изредка встречаются прослои, сложенные почти мономинеральным борацитом, преображенскитом, ашаритом, сульфоборитом. В результате выветривання над бороносными участками соляных пород формируются бороносные кепроки.

При изучении соляных пород следует помнить о гигроскопичности многих соляных минералов. Керн и образцы соляных пород, содержащие гигроскопичные минералы, необходимо оберегать от влияния влажного воздуха (парафинировать в процессе отбора и хранить в сухом помещении).

Макроскопически минеральный состав некоторых соляных пород крупнозернистого строения можно определять с помощью протравливания пришлифованных поверхностей штуфов насыщенным раствором одного из минеральных компонентов породы. Меняя растворители, можно выяснить состав породы.

При микроскопическом изучении соляных пород основным методом является иммерсионный. Иммерсионному исследованию подвергаются все типы соляных пород, а также не растворимые в воде и в 5% соляной кислоте остатки. Следует отметить, что иммерсионный метод является основным методом изучения соляных минералов, разлагающихся при шлифовании. Практические указания по иммерсионному изучению соляных пород приводятся в работе Я. Я. Яржемского.

В. А. Вахрамеева разработала быстрый и удобный способ определения отдельных соляных минералов под поляризационным микроскопом в капле воды.

Для количественного фазового анализа соляных пород можно применять иммерсионный геометро-химический метод, предложенный Н. К. Чудиновым.

Изучению в шлифах подвергаются почти все соляные породы. При изготовлении шлифов из соляных пород воду всегда заменяют керосином. Шлифы из соляных пород, содержащих минералы с кристаллизационной водой, которую они легко теряют, а также из рыхлых соляных пород следует изготовлять холодным способом.

Многим соляным породам свойственны крупнозернистые структуры, поэтому для их изучения обычно изготовляются шлифы площадью от 15 см^2 и более. Толщина таких шлифов доходит до 0,1 мм. Это необходимо учитывать при определении оптически анизотропных минералов.

Обязательным методом изучення соляных пород является полный химический анализ образцов типовых пород, а также редких и наиболее интересных минералов. Химический анализ в сочетании с массовыми минералого-петрографическими исследованиями позволяет установить состав пород. Методы химических анализов приводятся в руководстве: «Методы анализа рассолов и солей» (1965 г.). Приемы опробования соляных залежей и керна скважин показаны в работе А. А. Иванова (1953 г.).

Наибольшее распространение имеют месторождения поваренной соли (каменной и самосадочной) как в шкале геологического времени, так и в прост-

ранстве. Залежи каменной соли установлены в отложениях почти всех геологических систем, начиная от нижнего кембрия и кончая четвертичным временем. Предполагается, что соленакопление имело место и в докембрии, но сохранились лишь слабые следы его. Лишены соленосности, по-видимому, полностью, отложения ордовика. Залежи каменной соли распространены на всех континентах, исключая Антарктиду, причем наибольшее количество соли накопилось в бассейнах Евразии (более 80% от общих запасов ее в фанерозое). По ориентировочным подсчетам, геологические запасы поваренной соли в месторождениях на всей суше Земли достигают $12 \div 14 \cdot 10^{15}$ т [9].

Месторождения калийных и калийно-магниевых солей распространены широко, но уступают в этом каменной соли. В шкале геологического времени они известны, так же как и месторождения каменной соли, во всех системах, кроме ордовикской. Наиболее широко распространены и имеют наибольшие запасы месторождения калийных солей пермского возраста. Особенно благоприятными эпохами для формирования мощных и распространившихся на большие площади залежей калийных солей были, кроме пермской, позднедевонская и позднеюрская. Месторождения калийных солей распространены на всех континентах Земли, кроме Австралии и Антарктиды. Общие геологические запасы калийных и калийно-магниевых солей по ориентировочному подсчету составляют более $1100 \cdot 10^9$ т, причем более 81% из них представлены хлористыми солями. По отношению к общим геологическим запасам каменной соли запасы калийных солей составляют всего 0,01%.

Как каменная (поваренная) соль, так и калийные и калийно-магниевые соли представляют полезные ископаемые, имеющие большое народно-хозяйственное и промышленное значение. Наибольшее количество (до 65%) поваренной соли используется в быту и пищевой промышленности. Для различных технических целей расходуется 30—35% добывающейся поваренной соли. Насчитывается более 1500 производств, в которых используется соль и продукты ее переработки. Соль служит исходным сырьем для получения всех соединений, в которые входят натрий или хлор.

Основным потребителем калийных солей является сельское хозяйство, где калий, наряду с фосфором и азотом, применяется для удобрения почвы. Для этой цели расходуется свыше 95% мировой добычи калийных солей. Остальное количество калийных солей потребляется химической промышленностью, выпускающей несколько десятков продуктов, в которых основной составной частью является калий.

С промышленной переработкой калийно-магниевых солей (в основном карналлитового сырья) связано производство металлического магния, находящего себе широкое применение во всех изделиях, в которых требуется сочетать большую прочность с низким удельным весом (авиационная и автомобильная промышленности и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас* структур и текстур галогенных пород СССР/Я. Я. Яржемский, А. Л. Протопопов, В. В. Лобанова и др. Л., Недра, 1974. 231 с.
2. *Бром* в соляных отложениях и рассолах. М., Изд-во МГУ, 1976.75 с.
3. *Жарков М. А.* Палеозойские соленосные формации мира. М., Недра, 1974. 392 с.
4. *Жаркова Т. М.* Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976. 301 с.

5. *Жаркова Т. М.* Классификация и номенклатура пород кембрийских и девонских соленосных формаций Евразии. — Сб.: Эволюция осадочного породообразования в истории Земли. Новосибирск, Наука, 1976, с. 20—31.

6. *Иванов А. А.* Сульфатные и бессульфатные природные калийные соли. — Советская геология, 1975, № 8, с. 75—84.

7. *Кореневский С. М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., Недра, 1973. 300 с.

8. *Казанцев О. Д., Ермаков В. А., Гребенников В. А.* К открытию залежей бишофита на территории Нижнего Поволжья — Советская геология, 1974, № 7, с. 124—132.

9. *Особенности* строения залежей бишофита и калийных солей. — Труды ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 439. 1980.

10. *Соленосные* формации и практическое значение их изучения. Новосибирск, СО АН СССР, 1979.

11. *Фивег М. П.* Палеогеографические проблемы соленакопления и формирования палеозойских пород. — В кн.: Проблемы соленакопления. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1977, с. 25—33.

12. *Фивег М. П.* Некоторые замечания по поводу «новых идей» о галогенезе. — В кн.: Литология и геохимия соленосных толщ. Киев, Наукова думка, 1980, с. 5—13.

Глава 17

АНГИДРИТ И ГИПС

Ангидрит и гипс входят в группу галогенных пород и сходны между собой по генезису, химическому составу и условиям залегания. Наименование пород, сложенных сульфатами кальция, определяется преобладающим в каждой из них минералом (ангидритом или гипсом). Нередко их называют, в отличие от одноименных минералов, ангидритовой породой и гипсовой породой. Излишними синонимами последних являются: гипсолит (гипсит), ангидритолит и сульфатолит. Встречаются сульфатные породы смешанного ангидрит-гипсового (преобладает гипс) или гипс-ангидритового (преобладает ангидрит) состава. Известны также породы, сложенные ангидритом и галитом. Широко развиты отложения сульфатно-карбонатного состава (ангидрит-доломиты и т. п.), а также глинистые их разности, вплоть до мергелей (например, ангидрит-доломитовый мергель). В Средней Азии и Закавказье рыхлые породы, состоящие из гипса, глины и песка, называются гажа.

Гипс и ангидрит имеют белую, светло-серую окраску, нередко желтоватую или зеленоватую до черной или красной, в зависимости от присутствия в их массе рассеянной примеси карбонатов, глинистого, органического вещества или же окислов железа. Ангидрит в чистых разностях характеризуется часто голубоватым цветом.

Излом гипсов и ангидритов неровный до занозистого. Отдельность в пластовых отложениях глыбовая, неправильно плитчатая, желвакообразная, остроугольная, причем форма отдельности часто связана с характером слоистости и трещиноватости.

Ангидрит и гипс особенно широко распространены среди соленосных толщ различного возраста, с которыми связаны наиболее значительные по протяженности и мощности (иногда достигающей десятков и даже первых сотен метров) почти мономинеральные их слои и пачки. При этом ангидрит обычно подстилает и покрывает пласты соляных пород, образует многочисленные прослои, че-

редующиеся с каменной и калийно-магниевыми солями, а также линзообразные залежи, желваки и неправильной формы тела. Наблюдается нередко ориентировка этих тел вдоль слоистости. Гипс встречается главным образом в отложениях, покрывающих соляные залежи, где образует «гипсовые шляпы» и слагает прослои, гнезда и вкрапленники гипса в карбонатных и глинистых породах.

Следует отметить, что ангидрит (и гипс) более тесно связаны с хлоридными солями натрия, калия и магния, а среди соляных толщ хлоридно-сульфатного состава (например, Предкарпатского прогиба) встречаются в меньшем количестве.

В галогенных толщах с ангидритом и гипсом в качестве сопутствующих парагенетических образований встречаются целестин, бораты, реже магнезит, барит, кремнистое вещество, пирит (марказит), иногда флюорит.

Текстуры и структуры ангидритов, гипсов и смешанных гипс-ангидритовых, ангидрит-гипсовых и карбонатно-сульфатных пород детально охарактеризованы многими исследователями. Наиболее подробно они описаны К. Н. Андриановской, Я. К. Писарчик и Т. М. Жарковой.

Как текстуры, так и структуры перечисленных пород могут быть первичными и вторичными.

К первичным текстурам относятся массивная и многочисленные разновидности слоистой, различающиеся соотношением мощности чередующихся слойкой, их составом или структурой, а также конфигурацией поверхностей наслоения (параллельно-слоистые, волокнисто-слоистые, линзовидно-слоистые, линзовидно-пятнистые и т. п.).

Вторичные текстуры возникают после образования отложений, т. е. в процессе диагенеза и последующих стадий литогенеза (включая гипергенез), в результате перекристаллизации, под влиянием тектонических факторов, выщелачивания или гидратации и т. п.

Структуры ангидрита и гипса весьма многообразны и различаются формой и величиной зерен и их взаимным расположением. Общепринятой классификации структур ангидритов и гипсов по размеру зерен нет. Даже у одного и того же исследователя в работах разных лет фигурируют несколько отличающиеся классификации, например у Я. Я. Яржемского. Существенно, что во всех предложенных классификациях градация зерен гипсов и ангидритов по размерности значительно отличается от таковой для соляных пород и близка к классификации карбонатных отложений. Т. М. Жаркова [1] приводит следующее подразделение структур ангидритов и гипсов, сходное с классификацией Я. Я. Яржемского: микрозернистые (размер зерен 0,005—0,02 мм); тонкозернистые (0,02—0,05 мм); мелкозернистые (0,05—0,1 мм); среднезернистые (0,1—0,25 мм); крупнозернистые (0,25—0,5 мм); грубозернистые (0,5—1,0 мм); очень грубозернистые (более 1 мм).

К первичным структурам ангидрита и гипса обычно относятся микро- и тонкозернистые их разности, часто разнозернистые, иногда с участками мелкозернистого строения. Среди гипсовых образований наблюдаются также крупно- и грубозернистые разности. По форме зерен ангидрита и гипса наиболее распространены волокнистые.

К вторичным структурам относятся различные кристаллобластовые, метасоматические, катакластические, кристаллопластические. Кристаллобластовые структуры, возникающие при перекристаллизации, различаются по крупности

зерен, а также по их форме и расположению (равнозернистые, мозаичные, пластинчатые, таблитчатые, чешуйчатые, брусковидные, волокнистые, шестоватые, радиальнолучистые, пучковидные, порфировидные, пойкилобластовые и т. п.). Весьма разнообразны также метасоматические структуры, возникающие при гидратации ангидрита или дегидратации гипса. Более подробная характеристика и иллюстрация этих и других структур ангидрита и гипса дана в работах К. Н. Андриановской, Я. К. Писарчик, Т. М. Жарковой и др.

Ангидрит и гипс являются породами в подавляющем большинстве случаев хемогенного происхождения, образовавшимися в результате садки сульфатов кальция в бассейне повышенной солености при аридном теплом или жарком климате в прибрежно-морских (лагунных) условиях: в полуотшнурованных частях морских бассейнов, в бухтах, лиманах, в зоне развития себхк (т. е. в зоне прибрежных низин). Отложение сульфатов кальция происходит и в континентальных бассейнах: бессточных засолоненных озерах, сорах и т. п. Во всех этих случаях испарение воды должно превышать поступление в данный водоем (или его часть) более пресных морских вод и вод, приносимых с континента и поступающих в виде атмосферных осадков.

Считается, что осаждение сульфатов кальция начинается при повышении солености вод до 15—27%. На более ранней стадии выпадают карбонаты (доломит, кальцит), а в случае продолжающегося выпаривания и повышения концентрации солей в бассейне начинается садка галита.

При седиментации гипса или же ангидрита весьма важными моментами являются температурный режим и солевой состав растворов в зоне осадконакопления. Первоначально, в соответствии с исследованиями Вантгоффа, считалось, что при выпаривании водного раствора сернокислого кальция при температуре до 63 °С отлагается только гипс, что заставило считать его повсюду первичным минералом, впоследствии перешедшим в ангидрит. Но наличие хлоридов натрия и магния снижает температуру начала отложения ангидрита. Более поздние исследования и термодинамические расчеты показали. что в случае присутствия указанных компонентов в насыщенной по NaCl морской воде нижний температурный предел выпадения ангидрита значительно снижается и может достигать 14 °С. Такие условия, как известно, часто наблюдаются в природе. Более подробно обзор литературных данных по условиям осаждения ангидрита и гипса приведен в работах Я. К. Писарчик и Т. М. Жарковой.

Первичное отложение ангидрита (а не гипса), в частности, в большинстве бассейнов прошлого вполне подтверждается петрографическими данными, например. в кембрийских отложениях Сибирской платформы и в целом ряде других древних галогенных толщ.

Некоторые исследователи считают, что при осадконакоплении, в том числе в солеродных водоемах прошлого, отложение сульфатов кальция происходило первоначально только по линии гипсообразования. Эту точку зрения отстаивает, в частности, Т. М. Жаркова [1] для кембрийской галогенной формации Сибирской платформы. Образование ангидрита в ней она связывает с катагенетическим замещением первичного гипса. Этот вывод обосновывается ею практически только формой зерен (кристаллов) ангидрита «явно унаследованной от гипса» [1, с. 118]. Однако если учесть, что гипс и ангидрит, хотя и имеют разную сингонию, но характеризуются в породах чрезвычайно сходными, практически одинаковыми очертаниями кристаллов, наблюдаемыми в шлифах,

где преобладают призматические, таблитчатые и волокнистые формы, то это обоснование представляется недостаточным.

Вместе с тем многие ученые, занимавшиеся детальным исследованием сульфатных пород под микроскопом, пришли к выводу о преобладающем отложении первичного ангидрита среди древних отложений. Это вполне согласуется со следующим обстоятельством. Как известно, переход гипса в ангидрит сопровождается весьма значительным (более чем на треть) уменьшением объема. Существенно, что признаки какого-либо, тем более значительного, изменения объема ангидрита, в частности в кембрийской галогенной формации, отсутствуют. Ангидрит в прослоях и скоплениях имеет обычно первичную микрозернистую структуру или содержит ее реликты. Важно, что какие-либо признаки изменения объема (т. е. дегидратации) отсутствуют и в широко распространенных в данной толще вкрапленниках призматических монокристаллов раннедиагенетического ангидрита, находящихся в доломите, что противоречит их образованию по гипсу.

В то же время именно наличие явных признаков значительного сокращения объема при замещении кристаллов гипса ангидритом в псевдоморфозах последнего по гипсу было установлено М. Л. Вороновой в среднемиоценовых соленосных отложениях Приереванского бассейна. Именно такое сокращение объема заставило ее прийти к выводу об образовании здесь ангидрита по кристаллам гипса. Одновременно М. Л. Воронова, детально изучившая, в том числе петрографически, подавляющее большинство галогенных формаций Советского Союза, вполне справедливо подчеркивает, что «в ископаемых соленосных толщах факт образования ангидрита за счет дегидратации гипса отмечается впервые».

Нужно сказать, что в шестидесятых годах при исследовании современных солевых осадков Сарыкамышских озер в Средней Азии в сухом озере Топиаташкуль И. В. Рубановым и др. был обнаружен не только гипс, но также и ангидрит. Эти исследователи полагают, что в отдельных участках озера возможны скопления ангидрита, делающие его породообразующим минералом. Ангидрит обнаружен и в некоторых других современных отложениях, например в озерах Эльтон и Индер [2] и в Кара-Богаз-Голе.

Таким образом, изучение современных осадков указывает на первичное отложение в них как гипса, так нередко и ангидрита, а в древних отложениях петрографическими исследованиями устанавливается преобладающе первичное образование ангидрита.

Схема генетической классификации экзогенных отложений ангидрита и гипса и их характеристика даны Я. К. Писарчик.

Следует подчеркнуть, что обломочные образования сульфатов кальция (гипсовые пески, песчаники, гравелиты) встречаются очень редко. Они имеют обычно незначительную протяженность (доли, единично первые десятки км) и небольшую мощность (дециметры, редко до 9—10 м). Форма таких тел преимущественно линзовидная. В обломочной гипсовой массе здесь содержится различное количество терригенного песчано-глинистого материала. У нас в СССР гипсовые гравелиты наблюдались автором на склоне Гаурдакского поднятия в Средней Азии.

Скопления ангидрита и гипса, обычно небольшие, могут возникнуть в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах в связи с гидротермальными процессами (Курильские о-ва, СССР).

Весьма широко распространены ангидрит-гипсовые и гипсовые шляпы, образующиеся в приповерхностных частях Земли путем перехода ангидрита в гипс, а также в верхних частях солянокупольных структур в результате растворения поверхностными и подземными водами каменной и калийных солей и накопления остаточных менее растворимых сульфатов кальция (кепроки солянокупольных структур США, Мексики, ГДР, ФРГ, Урало-Эмбенского района).

Процесс образования гипсовых шляп (кепроков) обусловлен тем, что ангидрит неустойчив в верхних частях земной коры и начиная с низов зоны гипергенеза гидратируется, переходя в гипс (при нормальной температуре и давлении). Этот процесс должен быть связан с уже отмечавшимся значительным изменением объема (его увеличением почти на 65%). Однако признаки такого увеличения объема (например, заметное возрастание мощности слоев и прослоев, образование в них раздувов, гофрировки или плойчатости, катакластических структур и текстур и т. п.) в гипсе и во вмешающих породах наблюдаются редко. Это может быть связано с частичным удалением сульфата кальция (путем растворения) в процессе гидратации ангидрита. О несомненном растворении, начинающемся уже в нижних частях зоны гипергенеза и нарастающем вверх по гидрогеологическому разрезу, свидетельствует и солевой состав подземных вод в данной зоне (сульфатно-хлоридные, а затем сульфатные, за счет растворения именно сульфатов кальция) [3]. В случае пересыщения растворов сульфатом кальция в зоне гипергенеза здесь происходит выпадение новообразований гипса, преимущественно в виде волокнистой его разности — селенита, часто образующего многочисленные прожилки по наслоению пород и секущие.

Глубина распространения процесса гидратации ангидрита весьма непостоянна и зависит от целого ряда факторов, из которых основными являются тектоническое строение и нарушенность сульфатоносной толщи, мощность (и давление) покрывающих ее отложений, характер рельефа местности и интенсивность его денудации, отчасти климат и др. Эта глубина колеблется от приповерхностных слоев до 850 м, а иногда и более.

В зоне перехода ангидрита в гипс обычно распространены смешанного состава сульфатные породы (гипс-ангидриты и ангидрит-гипсы). С данной зоной, а также с зоной развития только гипсов связана нарастающая вверх по разрезу десульфатизация пород и их карбонатизация главным образом метасоматическая (вначале доломитизация, а затем интенсивная кальцитизация) вплоть до образования в приповерхностных отложениях чисто карбонатных пород — карбонатного кепрока [3].

Если в зоне гипергенеза наблюдается гидратация ангидрита до гипса, их десульфатизация и карбонатизация, то при погружении сульфатоносной (галогенной) толщи имеют место обратные процессы. В стадию позднего диагенеза и при катагенезе в галогенных толщах происходит дальнейшая собирательная кристаллизация, нередко весьма интенсивная, протекающая уже в твердом состоянии, при участии подземных вод. При этом обычно укрупняются кристаллические индивиды (возникают вторичные кристаллобластовые структуры) и гипс переходит в ангидрит. Характеристика особенностей ангидрита, возникшего в результате дегидратации гипса, дана М. Гольдманом. Он называет такой ангидрит регенерированным и отмечает. что образование его происходит на больших глубинах.

Существенно, что на таких глубинах имеет место и процесс ангидритизации отложений в результате метасоматического замещения карбонатов (известняка и доломита). Признаки такого метасоматического частичного замещения были отмечены многими исследователями в сульфатно-карбонатных толщах разных регионов и возрастов. В частности, они зафиксированы в кембрийских отложениях Восточной Сибири, в верхнеюрской толще Гаурдак-Кугитангского района в Средней Азии и на прилегающих к нему площадях, в палеозое Русской платформы и в других районах.

Нужно отметить, что Л. М. Бирина на основании своих наблюдений пришла к выводу об образовании ангидрита вулканогенно-метасоматическим (по известнякам) путем. Однако эта активно отстаиваемая данным исследователем точка зрения не нашла распространения.

Ангидрит и гипс имеют среди осадочных пород, по сравнению с песчано-глинистыми и даже карбонатными, незначительное распространение. Вместе с тем пласты и пачки ангидрита (гипса) известны почти во всех галогенных формациях различных геологических возрастов, начиная с кембрия и до третичных включительно. Максимальное отложение сульфатов кальция имело место в перми, кембрии, юре и в третичном периоде. В породах этого возраста ангидрит (гипс) имеет мощность пластов, измеряющуюся десятками или даже первыми сотнями метров. Минимально ангидрит и гипс развиты в карбоне и мелу.

Специфические особенности минералого-петрографического изучения ангидрита и гипса охарактеризованы Я. К. Писарчик [3].

С галогенными толщами, в том числе ангидритоносными, связаны месторождения нефти и газа, залежи которых находятся обычно в присводовых частях положительных структур, сохранивших соляную или иную непроницаемую покрышку. При разрушении таких структур, хотя бы частичном, в галогенно-карбонатных отложениях возникает зона гипергенеза, в которой могут образоваться месторождения (обычно метасоматические по гипсу и ангидриту) самородной серы и целестина, а в некоторых случаях и боратов (за счет их концентрации при выщелачивании более растворимых соединений — прежде всего солей). Здесь могут возникнуть также месторождения озокерита.

В промышленности гипс и в гораздо меньшей мере ангидрит имеют довольно широкое применение. Они используются в производстве вяжущих веществ, строительного и формовочного гипса, эстрихгипса, ангидритового и гипсового цемента и портланд-цемента, в бумажном производстве, при получении серной кислоты и как удобрение. Некоторые разности гипса применяются в качестве облицовочного камня, а также для поделок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Жаркова Т. М.* Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы. — Труды ИГИГ СО АН СССР, в. 262, 1976. 301 с.

2. *Мельникова З. М.* Физико-химические исследования условий формирования ангидрита и гипса. — Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1973. 24 с.

3. *Писарчик Я. К.* Литолого-гидрогеохимические преобразования галогенно-карбонатных формаций в зоне гипергенеза. — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1975, с. 105—120.

Глава 18

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы, состоящие целиком или преимущественно из продуктов синхронного (в геологическом смысле) вулканизма, относятся к вулканогенно-осадочным. Среди них различаются обломочная и хемогенная группы, а также группа пород смешанного состава (вулканокластический и осадочный материал).

Обломочные породы. В зависимости от механизма формирования исходной кластики выделяются три главные подгруппы: 1) тефрогены, или тефроиды; 2) гиалокластические образования и 3) вулканотерригенные, или вулканомиктовые. Первые состоят из синхронного пирокластического материала (тефра), но переотложенного и в разной степени обработанного; его иногда определяют как синхронно переотложенный (А. Р. Гептнер, 1972 г.). Они тесно связаны с туфами, но отличаются окатанностью фрагментов, а иногда и текстурами, свойственными осадочным породам. Вторые — тоже образованы синхронно переотложенным материалом, но гиалокластическим, характерным для подводных и подледных эрупций; в его формировании большое значение имеет не только особый тип извержения, но и фрагментация лавы в результате быстрого охлаждения. Третьи — возникают из продуктов размыва вулканических построек*, состоящих из лав и тефры разных извержений (эпихронный материал). Строго говоря, это уже терригенные образования, однако среди последних они занимают особое положение и в петрографическом отношении близки к тефрогенным. Иногда их даже трудно отличить. Поэтому некоторые последователи (И. О. Мурдмаа, В. П. Петелин, Н. С. Скорняков) считают, что тефрогенные породы выделять не надо и предлагают объединить их с вулканотерригенными. Однако тефрогены реально существуют; в некоторых случаях, особенно в древних формациях, их действительно трудно отличить, и не только от вулканотерригенных пород, но и от туфов. Поэтому рационально предложение В. Т. Фролова ввести термин широкого значения — «вулканитовый» для пород, состоящих из обломочного вулканогенного материала, механизм образования которого установить не удается.

Основные черты структуры пород всех трех подгрупп определяются средой осадкообразования, поэтому к ним применима гранулометрическая классификация, разработанная для терригенных отложений.

Состав рассматриваемых пород определяется вулканизмом, и минералогическая классификация, разработанная для терригенной группы, прямо здесь использована быть не может. Пока такой классификации нет. Очевидно, при ее создании необходимо учитывать прежде всего состав исходной вулканокластики (липаритовая, андезитовая и др.).

Тефрогенные породы (синонимы — тефрогены, тефроиды), как указывалось, состоят в основном из перемытой тефры, следовательно, возникают там, где проявляется эксплозивный вулканизм. Продукты эксплозий подвергаются в определенной обстановке быстрому окатыванию и сортировке. Реальность такого процесса установлена прямыми наблюдениями. Описано, например, как за 37 лет после извержения, образовавшего пепло-лапиллиевый конус, была сформирована 50-метровая стратифицированная толща окатанных тефро-

---

* Здесь имеется в виду именно вулканическая постройка, а не сложная «вулканическая» суша.

генных песков и графия [14]. Берега р. Камчатки на некоторых участках покрыты идеально окатанной пемзовой галькой из продуктов извержения вулкана Шевелуча, произошедшего в 1964 г.

Состав тефроидов, естественно, в первую очередь определяется составом и характером исходной тефры, что в свою очередь зависит от состава расплава и типа извержения. Это может быть тефра основного, среднего или кислого состава, в ней в разных пропорциях может присутствовать литический, кристаллокластический или витрический компонент. Тип извержения отражается на характере, форме и размерах фрагментов. Продукты разных типов извержений хорошо изучены вулканологами (И. В. Лучицкий, Е. Ф. Малеев, А. Ритман и др.). Для целей литологических важно иметь в виду, что при одних эрупциях выносится масса горячего, пластичного, в разной степени ювенильного материала, в других — кроме того твердые обломки, возникшие от разрушения во время эксплозии постройки и основания вулкана (резургентный материал). Переработка резургентной тефры дает отложения наиболее близкие по составу к вулканотерригенным. Обычно тефроиды состоят из обломочного материала, все компоненты которого соответствуют одному расплаву; встречаются, однако, породы, состоящие из смеси двух тефр (что отмечается и в туфах).

В процессе седиментации происходит дифференциация материала, и поэтому возникшие из одной тефры породы разной гранулометрии могут существенно отличаться: конгломераты обогащены литокластическим компонентом, песчаники — кристаллокластическим, и т. д.

Тефроиды кислого состава разнообразны. Конгломераты и конглобрекчии имеют лиловые, розовые и светло-зеленые тона. Их окраска зависит главным образом от цвета пород, слагающих гальки. Гранулометрия и сортировка разные, так же как окатанность. По однородности состава галек (липариты, дациты) конгломераты сходны с агломератовыми туфами, отличаясь окатанностью обломков и обычно отсутствием пеплового матрикса. Песчаники и алевролиты внешне сходны с терригенными аналогами. Среди них есть как красноцветные, так и зеленоцветные разности. Состоят они из зерен кислого плагиоклаза, кварца и липарита (или дацита); спорадически встречаются биотит и окатанные кусочки пемзы. Характерно, что в каждой отдельно рассматриваемой породе плагиоклазы имеют удивительно одинаковые облик и степень измененности. Окатанность плагиоклазов и литокластов меняется в больших пределах, кварц же имеет обычно типично интрателлурический облик — преобладают оплавленные круглые зерна, что отличает тефрогены от терригенных пород, где он, как правило, окатан хуже других обломочных зерен.

В целом минеральный состав тефроидов сходен с таковым кислых туфов, но характерный для последних витрический компонент обычно отсутствует или его мало: как более мелкий и легкий он выносится в область развития пелитов. Связующая масса скудная и представлена вторичными минералами (цеолиты, кварц, хлорит).

Тефроиды андезитов и базальтов чаще темные. с зеленым и коричневым оттенками, конгломераты и гравелиты образованы обломками андезитов или базальтов, но есть и состоящие почти целиком из пемзовых и шлаковых галек. Песчаники и алевролиты в петрографическом отношении разнообразны: в одних преобладают плагиоклазы (чаще андезин. лабрадор), в других — литические фрагменты, в третьих — витрический компонент. В разных количествах присутствуют пироксены (иногда они преобладают), амфиболы, редко биотит. Лити-

ческая разновидность в одних слоях состоит из обломков пород очень сходных по структуре, в других — наблюдается смесь фрагментов, отличающихся структурой и степенью измененности. По-видимому, в первом случае мы имеем дело с тефроидами, образованными хорошо отдифференцированной обычной тефрой, а во втором — с возникшими из резургентной тефры. Окатанность обломков различная — от слабой до хорошей. Связующая масса необильная и главный ее компонент монтмориллонит или хлорит.

Для тефрогенных отложений характерны «стратиформность» и ритмичное строение. Они обычно залегают среди хорошо наслоенных толщ пластами разной мощности, и массивные накопления для них не характерны; текстура пород та же, что в терригенных образованиях: косо- и волнистослоистая, градационная и др.

Вулканотерригенные (вулканомиктовые) породы. Оба указанные термина нашли широкое применение для обозначения обломочных пород, возникших от размыва вулканических построек, и могут использоваться как синонимы. Известно, что вулканические постройки разнообразны по величине, форме и строению. Им посвящена большая литература [12, 13 и др.], из которой можно получить необходимую информацию об исходном материале для формирования вулканотерригенной кластики. С этой точки зрения важно учитывать, что одни постройки представляют собой довольно простые экструзивные купола, образованные вязкой, преимущественно кислой лавой, другие — состоят в основном из нагромождения лавовых потоков (например, щитовые базальтовые вулканы), третьи — имеют сложное строение и образованы как лавами, так и тефрой, причем в них может присутствовать материал разной основности (от базальтов до трахитов и липаритов, хотя особенно много андезитов). Строение крупных вулканов усложняется побочными шлаковыми конусами, пемзовыми потоками, полями гидротермально измененных пород, дайками и силлами. Таким образом, исходный материал вулканотерригенных отложений может быть как относительно однородным, так и «полимиктовым».

По внешнему виду, гранулометрии и текстурам вулканотерригенные породы разнообразны и сходны с соответствующими терригенными. Среди них есть наземные и морские образования, и они представлены всеми генетическими типами, характерными для обломочных отложений [3, 13].

Гиалокластогенные породы. Кроме обычных эксплозивных продуктов, среди вулканического обломочного материала стали выделять гиалокластику. Основной ее составляющей являются осколки базальтового стекла. Иногда среди накоплений последнего присутствуют обломки базальта, причем в некоторых случаях видно, что они представляют собой куски разорванных лавовых подушек. Такие породы ассоциируют с подушечными базальтами, излившимися в подводных или подледных условиях; раньше эти породы относились к туфам. Сейчас установлено, что в формировании кластики здесь большое (если не главное) значение имеют закалка и растрескивание лавы в воде в результате быстрого охлаждения [12], и поэтому такие образования нельзя рассматривать как пирокластические. А. Ритман предложил их выделить в самостоятельную группу гиалокластитов; это определение прочно вошло в литературу. Одной из особенностей гиалокластики является быстрое изменение стекла: окисление и гидратация, превращение его в палагонит. Обилие базальтового стекла, но пористого, возникает также при гидромагматических и фреатомагматических эксплозиях, его обычно тоже относят к категории гиалокластики [21].

Способ формирования гиалокластики, возможно, до конца не понят; к литологии эта проблема не имеет прямого отношения, но нам необходимо знать характер гиалокластики и обстановку ее образования, так как в результате ее переотложения и перемыва возникает особый тип осадков — гиалокластогенный.

Гиалокластогенные породы* представлены гравелитами, песчаниками и алевролитами. В свежем виде породы либо темно-зеленые (хлоритизация), либо кирпично-красные (рудная пыль). Основным породообразующим компонентом является базальтовое стекло, обычно палагонитизированное или хлоритизированное; в некоторых слоях вместе с ним присутствуют базальтовые литокласты, обогащающие крупную фракцию, а иногда отмечается примесь кристаллокластики (основные плагиоклазы, пироксены, оливин). Окатанность и сортировка материала различные: от слабой до хорошей. По этому принципу они связаны переходами с гиалокластитами (подобно тому как тефроиды с туфами). Гиалокластогенные песчаники и алевролиты образуют стратифицированные пачки, в которых нередко проявляется отсортированная слоистость. Отмечается также тонкая горизонтальная, слабо волнистая, мелкая косоволнистая слойчатость и др. Текстурные признаки указывают на большую роль турбидных и обычных донных течений в рассортировке и обработке материала.

Гиалокластогенные осадки широко распространены в океанах, в частности в базальтовом основании, в районах подводных гор и хребтов, в рифтовых зонах и в геосинклинальных формациях [17]. Тонкая гиалокластика рассеивается в бассейне, смешиваясь с другим осадком; она весьма характерна для красных глубоководных глин океана.

Вулканокластический материал, представленный мелкораздробленным стеклом, в поверхностных условиях очень нестоек, легко изменяясь в агрегат вторичных минералов, при этом полностью или почти полностью стирается первичная структура породы, хотя нередко сохраняются ее текстурные особенности. Первоначально это могли быть как туфы и гиалокластиты, так и вулканогенно-осадочные алевролиты (тефроиды, туффиты). Условно все полностью структурно и минерально перерожденные в постседиментационную стадию породы мы определяем как криптотуфогенные.

Номенклатура преобразованных пород основана на их минеральном составе, а для обозначения происхождения используется прилагательное «туфогенный». Среди них наиболее распространенными являются туфогенные аргиллиты, силициты, цеолитолиты, а также породы сложного минерального состава получившие название «туфопелиты».

Туфогенные глины и аргиллиты** встречаются в отложениях разного возраста и разных фациальных обстановок (морских, субаэральных). Прослеживаются все переходы от пород, в которых стекло лишь частично замещено глинистыми минералами до таких, в которых почти полностью исчезли даже очертания пепловых частиц и порода перешла в глину или аргиллит. Иногда при этом первичная структура сохраняется лишь в карбонатных конкрециях. Минералогия туфогенных глин (аргиллитов) хорошо изучена. На первых стадиях изменения обычно развивается монтмориллонит (редко бейделит); лишь

---

* Такого типа отложения С. К. Сильвестри назвал переработанными гиалокластитами; по смыслу это неудачный термин, так как перерабатывалась гиалокластика, а не гиалокластиты.

** Здесь не рассматриваются глинистые продукты гидротермального происхождения.

в специфических условиях, например под воздействием торфяных болотных вод, появляется каолинит [8]. В процессе дальнейшего преобразования монтмориллонит через смешанослойную фазу переходит либо в гидрослюду, либо в хлорит. Преобразование стекла в различных случаях начинается на разных стадиях: в диагенезе [8] или катагенезе [7]. На ход преобразования оказывали влияние размер фрагментов, скорость погружения (геотермический градиент), а также физико-химическая обстановка диагенеза; последняя определяется как фациальными условиями, так и десорбцией веществ, сорбированных пепловыми частицами из газовой фазы в момент эксплозий. Несколько противоречивы данные о роли основности стекла на ход его изменения; все же тенденция здесь улавливается: основные стекла менее стойки и для них более характерна хлоритизация, примером чего служит базальтовая гиалокластика, а в кислых туфах чаще проявляется гидрослюдизация.

К туфогенным цеолитолитам* относятся породы, возникшие в результате изменения пирокластики и состоящие на 50% и более из цеолитов. Эти породы характерны для некоторых формаций, но и здесь их распространение небольшое; чаще цеолиты входят в состав определенной минеральной ассоциации, не являясь основным породообразующим компонентом. Связь цеолитообразования с присутствием в породе пирокластики твердо установлена и объясняется обилием реакционноспособного алюмосиликатного материала, поставляемого прежде всего вулканическим стеклом. Цеолитизация происходит на разных стадиях — от диагнеза до начального метаморфизма. Цеолитизированные туфогены распространены в отложениях большого возрастного и фациального диапазонов: от современных до палеозойских, от озерных до океанских. Соответственно туфогенные цеолитолиты встречаются в различных формациях: существенно туфовых «островодужных» (Камчатка, СССР; Япония), угленосных, красноцветных, соленосных и др.

Цеолиты, как известно, представлены большим набором минеральных видов. В вулканогенно-осадочных толщах распространены: клиноптилолит, гейландит, филлипсит, анальцим, ломонтит. Минеральный состав определяется рядом причин [9, 11]: фациальной обстановкой, влияющей на физико-химические особенности осадка, составом исходного материала, геотермическим градиентом (глубина погружения); в некоторых случаях оказывают влияние и подземные воды.

В современных и молодых океанических осадках (красной глубоководной глине) распространен филлипсит, слагающий в отдельных прослоях до 70% осадка; многие считают, что он формируется за счет базальтовой гиалокластики. В эоценовых и меловых отложениях океана цеолиты представлены клиноптилолитом. Последний характерен также для туфово-кремнистых [7] и угленосных формаций [8], хотя в последних иногда преобладает гейландит. В красноцветных толщах обычно присутствуют анальцимовые цеолитолиты. Процессы цеолитизации пеплов очень интенсивно проявляются в высокоминерализованных щелочных озерах. Здесь возникает большой набор цеолитов и в их распределении улавливается латеральная зональность, причем совместно присутствуют два или три минеральных вида [9].

При погружении отложений, в связи с ростом температуры и давления, набор цеолитов меняется. Установлена цеолитовая зональность. Для верхней зо-

* Туфогенные цеолитолиты гидротермального происхождения не рассматриваются.

ны характерны морденит и клиноптилолит, для средней — гейландит и анальцим, для нижней — ломонтит. Таким образом состав цеолитов определяется и фациальными условиями седиментации, и глубиной погружения [9].

Туфогенные силициты возникают при изменении (окремнении) тонких, преимущественно кислых туфов и туффитов. Свободный кремнезем в них преобладает (>50%), но его содержание заметно ниже валового SiO_2, так как здесь существенна алюмосиликатная примесь, связанная с минералами, характерными для измененных туфов (альбит, адуляр, пренит, хлорит, эпидотовые минералы). Туфогенные силициты обычно зеленые разных оттенков, реже серые, иногда с красным оттенком, внешне похожие на обычные кремни. Состоят они из микро- и криптокристаллического кварца, в массе которого иногда различаются контуры очень мелких витрических фрагментов и обломки полевых шпатов. Залегают такие породы либо среди бентонитов, либо среди измененных туфов, с которыми связаны постепенным переходом. В более высококремнистых разностях в небольшом количестве присутствуют остатки радиолярий или спонгий. Очевидно кремнезем в рассматриваемых породах частично седиментационный, частично освободившийся от изменения пепловой составляющей. При этом последний может быть не только «местным», но и поступившим из соседних туфовых слоев.

Туфогенные полиминеральные породы (туфопелиты) распространены шире рассмотренных выше туфогенных образований, так как обычно при изменении вулканокластики возникает многокомпонентный минеральный агрегат. В относительно молодых отложениях это обычно цеолиты, кристобалит и монтмориллонит [10]. В более древних толщах (преимущественно палеозойских) большое распространение приобретают кварц-полевошпатовые (альбит, адуляр), кварц-полевошпат-хлоритовые, альбит-хлорит-пренитовые или альбит-хлоритовые разности, а также состоящие преимущественно из хлорита в ассоциации с пренитом и эпидотом. Все это тонкозернистые, часто афанитовые породы, серые или зеленые разных оттенков. В зависимости от минерального состава среди них выделяются твердые, кремневидные и более мягкие — алеврито- или аргиллитоподобные (существенно хлоритовые). Первичная витрическая структура пород, как правило, не сохраняется. В некоторых образцах наблюдается примесь очень мелкой кристаллокластики, аналогичной той, что слагает смежные туфы; встречаются остатки радиолярий и спонгий, причем иногда они образованы не кварцем, а хлоритом, альбитом или пренитом.

Состав туфопелитов определяется первичным составом осадка (основностью пирокластики, седиментационной примесью) и степенью (стадией) изменения.

Породы смешанного состава. Осадочный (невулканогенный) материал в седиментационной обстановке может примешиваться как к тефрогенному, гиалокластическому, вулканотерригенному, так и к собственно пирокластическому. В первых трех случаях для возникших пород нет необходимости создавать специальные термины. Просто в определении надо указать характер осадочной примеси, если она более 10% и менее 50% (например, известковистый тефрогенный или глинистый вулканомиктовый песчаник); если же содержание обычного осадочного материала более 50%, то порода квалифицируется как осадочная, а примесь отмечается при ее характеристике. Некоторые исследователи (Н. Г. Бродская, Е. Ф. Малеев) предлагают ввести термины, отражающие в названии смесь обломочного материала разного происхождения: например — терригенно-тефроидный конгломерат или тефроидно-вулканотерригенный песча-

ник. Представляется, что такие сложные, комбинированные названия неудобны, не говоря уже о трудности диагностики породообразующих компонентов. Подобные породы относятся к категории полимиктовых в широком смысле слова. Называть их следует либо используя термин общего значения (вулканитовый), либо принимая во внимание происхождение преобладающего компонента, а информацию о характере примеси давать при описании породы.

Смешанные пирокласто-осадочные породы получили название туффитов. Существуют разные предложения по поводу их классификации [3 и др.]. Согласно рекомендации Всесоюзного семинара, к туффитам относятся породы, в которых собственно осадочный и пирокластический компоненты составляют каждый менее 10%. По преобладанию одного из них выделяют пара- и ортотуффиты. Только в последнем случае сама порода называется «туффитом», при этом состав осадочной примеси указывается прилагательным (например, глинистый туффит). Название пород с преобладанием осадочного материала (паратуффиты) дается в соответствии с осадочной составляющей, но с приставкой «туфо» или «туфовый» (туфосилицит, туфовый* силицит). Очевидно, дальнейшее изучение конкретного материала утвердит или изменит предложение Семинара. Главная проблема и трудности возникают, однако, не в связи с номенклатурой, а в связи с диагностикой слагающего породу материала и определением количества разных компонентов.

В зависимости от состава осадочной составляющей туффиты подразделяются на две подгруппы: в первой она представлена терригенным обломочным материалом, во второй — хемогенным и биогенным.

Первая подгруппа включает большой спектр пород, отличающихся гранулометрией и составом как терригенного, так и пирокластического материала. Для определения породы необходимо отличить один от другого. Если обломочный материал существенно иной, чем вулканокластический, диагностика не вызывает трудностей. Однако широко распространены породы, в которых обе составляющие сходны. Особенно это относится к псефитам и псаммитам. Крупная вулканокластика обогащена литической фракцией и отлагается, как правило, относительно близко от вулкана; здесь же накапливается масса вулканотерригенного, тефроидного и терригенного, обычно граувакковою материала. Весь он по составу довольно близок и легко смешивается. При этом не всегда удается, даже весьма приближенно, оценить количество разных компонентов. В этом случае породу лучше обозначить термином общего значения (вулканитовый конгломерат, песчаник). В тех случаях, когда можно определить примерное содержание обоих компонентов, порода определяется как туфоконгломерат, туфопесчаник и т. д.**.

Туфоконгломераты встречаются довольно редко, хотя в литературе можно найти описание разрезов, в которых они указываются в значительном количестве. Однако обычно это вулканотерригенные конгломераты. В некоторых формациях встречаются несортированные, иногда хаотические накопления из вулканотерригенного и терригенного материала (глыбы, гальки, песок), заключенного в матриксе, существенной частью которого является тефра; это — туфовые, или пеплистые, микститы.

* В смысловом отношении лучше подходит термин «пеплистый».

** Туффиты (ортотуффиты) рассматривать не будем, так как по существу это порода пирокластическая.

Туфопесчаники и туфоалевролиты имеют более широкое распространение. Их осадочная составляющая часто представлена вулканотерригенным или граувакковым (терригенным) материалом, а пирокластическая — обычно витрической и кристаллической фракцией, причем чем тоньше материал, тем больше витрического пепла. По внешнему виду, структуре и текстуре рассматриваемые породы разнообразны и похожи на тефрогенные и вулканомиктовые, с ними парагенетически связанные. Они формировались и в наземных, и в мелководно-морских, и в относительно глубоководных условиях, что определяет их структурно-текстурные черты.

Вторая подгруппа представлена осадочными породами: кремнистыми, карбонатными, железистыми и др., но содержащими примесь (10—50%) пирокластики или гиалокластики. Разнообразие пород здесь большое, что связано не только с характером осадочного материала, но и с составом и характером вулканокластического.

Пепловый материал может попасть в осадок любого состава, поэтому известны пеплистые разности всех типов пород: солевых, железистых, карбонатных, углей и др. Однако особенно широко распространены туфосилициты (и кремнистые туффиты), причем среди них преобладают туфодиатомиты и туфоспонголиты; они являются характерным членом многих туфово-кремнистых формаций [7].

Как правило, осадочная составляющая резко отличается от пирокластической, и поэтому установить их соотношения, а следовательно и определить породу, нетрудно, используя обычные петрографические методы и химический анализ. Исключения составляют образования, в которых осадочное вещество сходно с продуктами изменения пирокластики (кремнезем, глина).

Специфические особенности и методика изучения. Вулканогенно-осадочные обломочные породы изучаются теми же методами, что и терригенные. Вместе с тем здесь возникает дополнительная задача: определение происхождения обломочного материала. Решается она прежде всего сравнительно петрографическим методом. Почти в каждой вулканогенно-осадочной формации есть туфы, происхождение материала в которых не вызывает сомнений (пирокластика); он берется как эталонный, и с ним сравнивается кластика других обломочных пород формации. Тефрогенный материал по составу сходен с пирокластическим, но лучше сортирован и, главное, окатан; эти признаки и положены в основу диагностики тефрогенов. Вулканотерригенная кластика отличается бо́льшим относительным количеством литических фрагментов и бо́льшим их петрографическим разнообразием: обломки эффузивов характеризуются различной структурой и степенью измененности, попадаются обломки жильных и гипабиссальных пород, комагматичных эффузивным, а иногда и продукты гидротермальной деятельности. Количество «чуждых» вулкану фрагментов незначительно. В бассейнах, расположенных рядом с «активной вулканической сушей», отлагается и собственно терригенный граувакковый материал, до некоторой степени сходный с вулканотерригенным; однако он более «полимиктовый» и кроме обломков эффузивов содержит продукты размыва интрузивных, метаморфических и осадочных пород. Примером формирования таких осадков может служить Охотское море.

Некоторую дополнительную информацию о происхождении пород дает изучение акцессориев. В туфах и тефроидах фракция акцессориев представлена небольшим количеством минеральных видов; это — циркон, апатит, рудные [18].

В вулканотерригенных породах, возникших из андезитов и базальтов, увеличивается содержание рудных минералов и иногда появляется эпидот. В терригенных граувакках фракция акцессориев разнообразнее и изменчивей. Очень хороший пример в этом отношении дает Охотское море. Здесь кроме указанных минералов появляются гранаты, турмалин, шпинель, силлиманит, ставролит и др. Такой набор минералов свидетельствует о петрографической сложности пород суши.

При изучении тонкозернистых, полностью измененных пород (туфопелитов) для выявления характера пирокластической составляющей и присутствия осадочного компонента стали использовать данные о содержании Ti и Zr. Эти данные успешно применялись для определения первичного состава вулканитов, претерпевших выветривание и метаморфизм; Ti и Zr наименее подвижны, и считается, что их содержание существенно не меняется при вторичных преобразованиях. Соотношение Ti/Zr в осадочных и вулканических породах разной основности различно. Основываясь на этом, можно приблизительно оценить, в какую группу пород (туффиты, тонкие туфы той или иной основности) следует отнести изучаемый образец туфопелита.

Кроме указанных способов при определении генезиса кластики необходимо учитывать и пространственные соотношения пород: их латеральные переходы и сочетания в разрезах.

Хемогенные породы. В результате вулканической деятельности на земную поверхность поступает большое количество разнообразных веществ в виде летучих соединений и растворов. Они поступают как в момент эрупций, так и в течение длительной поствулканической стадии в составе эксгаляций и гидротерм. И те, и другие хорошо изучены на современных наземных вулканах, но в последние годы появились фактические данные и о подводной газо-гидротермальной деятельности.

Состав поствулканических эксгаляций зависит от температуры. В высокотемпературную стадию (фумаролы) выделяется многокомпонентная газовая смесь, причем характерно присутствие галоидов (HCl, HF). При понижении температуры (сольфатары) преобладают газообразные сернистые соединения, а на низкотемпературной стадии (мофетты) резко доминирует CO_2. Вместе с газами летит много соединений металлов (Si, Al, Fe, Cu и др.), следы которых обнаружены в сублиматах и в сорбированном виде на пеплах. Среди гидротерм выделено несколько типов, каждый из которых характеризуется определенным газовым и ионно-солевым составом, минерализацией и величиной pH. В соответствии с этим гидротермы выносят и отлагают разные вещества [19].

В составе вулканических газов и термальных растворов присутствуют компоненты принципиально разного происхождения. Одни из них (прежде всего анионы) — ювенильные образования, связанные с дегазацией магмы, другие — мобилизованы в результате кислотного выщелачивания элементов из вулканических пород.

Большая часть продуктов газо-гидротермальной деятельности рассеивается в атмосфере и гидросфере, теряя связь с вулканическим источником. Однако в определенных условиях вулканогенные продукты принимают непосредственное участие в седиментации, образуя как самостоятельные вулканогенно-осадочные накопления, так и смеси с обычным осадочным материалом. Геологи уже давно пришли к выводу о вулканогенной природе ряда веществ, слагающих осадочные породы и руды. Эти взгляды получили широкое развитие в

связи с изучением формаций [18 и др.]. Формационный метод и сейчас сохраняет первостепенное значение в решении проблемы, так как современность, по-видимому, не дает всех моделей вулканогенно-осадочного породо- и рудообразования.

В континентальной и морской обстановке вулканогенно-осадочный литогенез проявляется по-разному.

В наземных условиях, особенно в районах островных вулканических дуг, интенсивно протекает кислотная обработка пород, отмечаемая фумарольными полями и обеленными зонами. Отсюда кислые термальные воды выносят большие количества растворенного железа, алюминия и кремнезема. При нейтрализации вод происходит интенсивное выпадение железа в виде лимонита; он отлагается по берегам ручьев, речек (лимонитовые каскады) и в озерах, местами образуя месторождения. Часть железа поступает в море, где рассеивается, хотя при благоприятных условиях может дать накопления. Выносимый термальными водами алюминий, поступая в море, расходуется на формирование глинистых осадков [19], но в определенной обстановке может дать накопления бокситоподобного вещества. С наземными гидротермами связаны накопления серы, кремнезема (гейзериты) и карбонатов (травертины). В них обычно отмечается повышенное содержание некоторых микроэлементов, в частности, бора и мышьяка.

В областях аридного климата хемогенные осадки, связанные с вулканогеиным источником, более разнообразны. Здесь известны промышленные озерные накопления боратов, целестина, марганца, а также отложения, сильно обогащенные литием, вольфрамом, мышьяком, бором, фтором; все это — ювенильные гидротермальные вещества.

Особенно важное значение имеют месторождения боратов вулканогенно-осадочного типа, связанные с озерными отложениями аридного климата. Эти месторождения характерны для Тихоокеанского окраинно-континентального и Альпийско-Гималайского вулканических поясов [16]. Формирование рудных концентраций бора требует не только приноса его, но и интенсивного испарительного режима, вследствие чего руды часто ассоциируют с различными соляными породами и минералами. Бор поступает в среду осадконакопления в составе термальных источников и, кроме того, он концентрируется иногда в вулканическом стекле, освобождаясь при его девитрификации. Минеральный состав боратов прожде всего определяется гидрохимической обстановкой седиментации. В зависимости от нее формируются натровые (бура в ассоциации с иналконитом и кернитом), натрий-кальциевые (улексит) и кальциевые (иньоит и др.) бораты.

С подводно-морским газогидротермальным выносом связано прежде всего образование железистых и марганцевых осадков. Они были обнаружены на фумарольных полях вулканов Санторин и Бану Вуху [1], но особенно важные для геологии данные получены об эксгаляционном выносе металлов на активных срединно-океанических хребтах, характеризуемых высоким тепловым потоком. Сейчас лучше всего изучены металлоносные осадки Красного моря [5], а также Восточно-Тихоокеанского поднятия и прилежащей депрессии Бауэра [6, 15, 20]. Это темно-коричневые, в разной степени известковистые илы; максимальное содержание Fe в них по данным разных авторов составляет в пересчете на бескарбонатное вещество от 22,6 до 38,3%; Mn — от 7 до 14,1%; P_2O_5 5,82%. Характерно обогащение рядом малых элементов (Cu, Ni, Zn, Co, Cr, Pb, V, As, B, Ba, Hg, U и др.). Фосфор повторяет распределе-

ние Fe и находится в сорбированном виде. В стороны от хребта концентрация металлов падает, причем максимальное удаление обогащенных железом осадков оценивается в 2000 км. Металлоносные осадки «обеднены» Al, Ti и SiO_2, что указывает на ничтожное количество терригенного компонента. На это обращается особое внимание, как на свидетельство о местном (не терригенном) источнике железа и марганца. Рассматриваемый объект является настолько ясным примером вулканогенно-осадочного рудогенеза, что на нем отработаны определенные его диагностические показатели. Н. М. Страхов [20] предложил использовать железо-марганцевый модуль (Fe+Mn)/Ti. Для обычных морских осадков его значение 10—20, в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия >300 (до 1000—1300), постепенно уменьшаясь с удалением от гребня; очень высок модуль (>1000) в металлоносных осадках Красного моря. В целом значение модуля и набор малых элементов могут использоваться как критерии вулканогенного происхождения железистых (и марганцовистых) осадков.

По поводу механизма поступления и мобилизации металлов на срединно-океанических хребтах существуют разные взгляды. Одни исследователи [20] относят их к ювенильным продуктам, поставляемым вулканическими эксгаляциями; другие [6] считают, что основным процессом было выщелачивание металлов из базальтов морской водой, проникающей в них по трещинам.

Открытие современных эксгаляционных морских и гидротермальных накоплений железа и марганца способствовало утверждению представлений о вулканогенно-осадочном происхождении многих рудных накоплений прошлого [18]. Однако последние (особенно это относится к железным рудам) разнообразнее современных и в минералогическом, и в фациальном отношениях; их парагенетические связи шире: они ассоциируют не только с основными, но и с кислыми вулканитами, встречаются вместе с карбонатными, глинистыми, вулканокластическими породами, но особенно характерно их залегание среди кремнистых отложений. Как и в современных условиях, накопление Fe и Mn часто происходило совместно. В целом, однако, разделение этих металлов выражено не столь четко, как в рудах собственно осадочных, с терригенным источником [12].

Во многих районах рудоносные отложения залегают непосредственно на мощных толщах основных вулканитов. В последних обычно отсутствуют следы выщелачивания, но участками отмечаются интенсивная гематитизация и омарганцованность. Это подтверждает точку зрения об эксгаляционном выносе металлов, имеющих ювенильное происхождение (а не выщелоченных).

Сложнее обстоит дело с вулканогенным источником кремнезема. Актуализм здесь имеет меньшее значение, так как закономерности образования и размещения современных и древних кремнистых пород различны. Кремний встречается в возгонах высокотемпературных фумарол и в большом количестве выносится азотно-углекислыми гидротермами. но все это — эфемерные образования и практического значения для рассматриваемой проблемы не имеют. В этом отношении важнее данные о подводном гидротермальном выносе SiO_2. Он существует и обнаружен в кальдере вулкана Санторин, на фумарольных полях подводного вулкана Бану Вуху и некоторых других; в металлоносных рассолах Красного моря содержание SiO_2 во много раз выше, чем в поверхностном слое воды. Однако поступающий при подводном вулканизме кремнезем поглощается морской водой или идет на формирование алюмосиликатных минералов и не участвует в образовании кремнистых осадков, имеющих биогенное происхождение.

Для геосинклинальных кремнистых пород, развитых на континентах, вопрос решается иначе. Многие из этих пород, особенно яшмы, тесно ассоциируют с определенным типом вулканитов (спилитами). На основе такого парагенеза постулируется вулканическая природа яшм (и некоторых других кремней). С этим согласуются внезапность их появления и исчезновения, сосредоточенность преимущественно над вулканитами (поствулканическая стадия), частичный «антагонизм» с карбонатонакоплением и общая тенденция к «афациальности»: яшмы встречаются среди отложений, резко различных в батиметрическом отношении, но там, где появляются спилиты. Кроме того, с яшмами тесно ассоциируют рудные накопления железа и марганца, по геохимическим признакам имеющие вулканогенную природу. Все это косвенные доказательства, но в целом они убедительны.

Кроме рассмотренных отложений, к вулканогенно-осадочным образованиям относят некоторые типы геосинклинальных фосфоритов. Установлена их связь с щелочным вулканизмом и зонами разломов [4].

Таким образом мы видим, что вулканизм оказывает существенное и разнообразное влияние на седиментацию и рудогенез. Оно не ограничивается формированием вулканогенно-осадочных пород и руд: значительная часть выносимых вулканами веществ рассеивается в гидросфере и идет на пополнение ее солевого запаса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бишофф Дж.* Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм, генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М., 1974, с. 157—193.

2. *Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г., Лисицын А. П.* Модель накопления аморфного кремнезема в донных осадках Тихого океана. — Геохимия, № 1, 1980, с. 84—92.

3. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., Наука, 1974. 314 с.

4. *Бродская Н. Г.* Роль вулканизма в образовании фосфоритов. М., Наука, 1974. 195 с.

5. *Бутузова Г. Ю., Лисицына Н. А., Александрова В. А., Шурыгина Е. В.* Строение и вещественный состав рудоносной толщи впадины Атлантис-II (Красное море). — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1980, с. 26—41.

6. *Геолого-геофизические* исследования в юго-восточной части Тихого океана. М., Наука, 1976.

7. *Гречин В. И.* Миоценовые отложения западной Камчатки. М., Наука, 1976. 136 с.

8. *Копорулин В. И.* Формирование цеолитовых пород в туфогенных формациях некоторых районов северо-востока СССР. — В кн.: Продукты вулканизма и полезные ископаемые. М., 1975, с. 122—138.

9. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. — Литол. и полезн. ископ., № 2, 1975, с. 23—44.

10. *Коссовская А. Г., Муравьев В. Н.* О тождестве океанических и платформенных цеолит-кристобалитовых пород. — Докл. АН СССР, т. 223, № 2, с. 431—433, 1975.

11. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Аутигенные цеолиты в осадочном чехле Мирового океана. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. Л., 1980.

12. *Макдональд Г.* Вулканы. М., Мир. 1975. 431 с.

13. *Малеев Е. Ф.* Критерии диагностики фаций и генетических типов вулканитов. М., Наука, 1975. 254 с.

14. *Малеев Е. Ф., Будников В. А.* Скорости формирования тефроидов на вулкане Алаид. — Литол. и полезн. ископ., № 2, 1975, с. 115—121.

15. *Металлоносные* осадки юго-восточной части Тихого океана. М., Наука, 1979. 280 с.

16. *Озол А. А.* Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа. — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1976, с. 75—84.

17. *Петрова М. А., Рогов В. Н., Бурикова Н. А.* Гиалокластиты в вулканогенных толщах Южного Урала, Армении и Забайкалья. — В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 60—67.

18. *Проблемы* литологии и геохимии осадочных пород и руд. М., Наука, 1975.

19. *Страхов Н. М.* Геохимическая асимметрия тихоокеанских отложений, ее причины и генезис. — Литол. и полезн. ископ., № 1, 1974, с. 11—26.

20. *Страхов Н. М.* Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. — Литол. и полезн. ископ., № 3, 1974, с. 20—37.

21. *Хворова И. В.* Вулканизм и осадкообразование. — В кн.: Литология в исследованиях ГИН АН СССР. М., 1980.

Глава 19

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Понятие «кора выветривания» и типы кор. Согласно определению в геологическом словаре, понятие кора выветривания распространяется на «комплекс пород (элювиальных образований), возникших в приповерхностной части земной коры в результате преобразования в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных горных пород под воздействием физических и химических (включая биогенные) процессов, связанных с выветриванием».

Ранее этот термин применялся В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, Б. Б. Полыновым, И. И. Гинзбургом, В. П. Казариновым, К. И. Лукашовым, А. И. Перельманом, В. П. Петровым, Л. Б. Рухиным, Н. М. Страховым, Е. В. Шанцером, А. П. Никитиным и др. Некоторые из названных ученых рассматривали кору выветривания в очень широком смысле, относя к ней все образования верхней оболочки литосферы, включая осадочные породы. Такой точки зрения придерживается, в частности, К. И. Лукашов. Б. Б. Полынов относит к коре выветривания элювиальные образования и континентальные обломочные породы только времени регионального развития кор.

В. И. Вернадский, Н. М. Страхов, И. И. Гинзбург, В. П. Петров, А. И. Перельман, В. П. Казаринов, Е. В. Шанцер, К. К. Никитин придерживаются определения понятия кора выветривания, близкого принятому в геологическом словаре. Несколько отличной является точка зрения И. И. Гинзбурга, который к коре выветривания относил не только элювий, но частично и делювиальные накопления, что в настоящее время большинством последователей считается неприемлемым. Е. В. Шанцер (1966 г.) для определения термина кора выветривания предложил понятие «топографически несмещенные продукты гипергенного изменения вещества материнских горных пород». Это уточняет существующее представление об элювии и не противоречит принятому в настоящей работе определению коры выветривания.

Ю. П. Селиверстов отмечает, что среди главных характеристик кор выветривания (химического и гипергенного элювия) как специфических геологических

образований существенны: наличие постепенных переходов к исходным материнским породам, сохранение своеобразного каркаса исходных пород, что проявляется в реликтовых структурах и текстурах, и определенная последовательность смен зон выветривания, а при однозначном строении — минерального состава продуктов выветривания.

Изучение кор выветривания является одним из наиболее актуальных направлений современных геологических исследований. Оно позволяет получать важные данные о литологических и палеогеографических условиях прошедших периодов существования Земли; с корами выветривания тесно связано образование и распространение многих рудных и неметаллических полезных ископаемых. Ряд вопросов, касающихся геологии и минерагении кор выветривания, однако, еще не имеет необходимой ясности, но объем сведений о результатах их изучения непрерывно растет. Информация по существу этих сведений систематически публикуется в прикнижной библиографии сборника «Коры выветривания», где в выпусках 1—17 сведены указанные данные за 1945—1976 гг.

Для кор выветривания характерна зависимость их развития от физико-химических факторов, действующих у поверхности Земли. Благоприятные условия для возникновения мощных толщ элювия создаются при спокойном режиме тектонических движений (эпохи корообразования), когда действие денудации ослаблено и допускается сохранение на месте продуктов разрушения исходных пород. Кора выветривания имеет обычно варьирующую мощность и нечеткие границы с породами субстрата и перекрывающими ее осадочными образованиями. Распространяется кора на всю глубину зоны аэрации или в виде неправильного горизонта занимает только ее верхнюю часть. Это относится к так называемой «площадной» коре выветривания, являющейся основным и наиболее важным ее морфологическим типом. По контактам пород разного состава и зонам разломов изменение пород прослеживается нередко на большую глубину, иногда ниже уровня грунтовых вод, создавая как бы «карманы» площадной коры. При денудации они сравнительно хорошо сохраняются, прослеживаясь на поверхности в виде неправильных полос, вытянутых согласно основным тектоническим направлениям района. Такие тела получили название «линейных» кор выветривания. Коры подобного морфологического типа развиваются и непосредственно от поверхности; это характерно для районов с крутым залеганием пластов горных пород и наличием разрывных нарушений. Мощность площадных кор обычно не превышает нескольких десятков метров, чаще меньше, глубина распространения линейных кор достигает многих сотен метров.

С глубиной и по мере удаления от тектонических каналов, способствовавших проникновению агентов выветривания в толщу пород, последние становятся менее измененными, а затем сменяются свежими породами. Предел гипергенного изменения субстрата в полевых условиях устанавливается ориентировочно на основании визуальных признаков, но для точного его определения необходимы детальные минералогические и физико-химические исследования.

Верхняя граница коры выветривания в разрезе литологических комплексов фиксируется сравнительно легко по смене структуры и состава пород, иногда она подчеркивается признаками размыва. Нередко, однако, на контакте элювиальных и осадочных образований присутствует горизонт, представленный материалом, принесенным со смежных площадей и слабо перемещенными продуктами местной коры, причем этот смешанный материал продолжает вывет-

риваться «дозревать» уже после отложения. Таким путем создаются залежи, например, делювиально-элювиальных скоплений. Наличие подобного горизонта делает установление верхней границы коры условным. Помимо разделения кор по морфологическим признакам существует несколько их генетических классификаций. До недавнего времени наиболее широко использовалась классификация И. И. Гинзбурга (1963 г.). В последние годы была предпринята попытка большей детализации кор выветривания и предложена новая их классификация [12]. По ней выделяются коры химического, физического выветривания и смешанного генезиса. Коры химического выветривания делятся на типы: латеритный (ферриаллитный), сиаллитный (моносиаллитный и бисиаллитный), выщелачивания галогенных и карбонатных пород (карстовый), выщелачивания силикатных пород окисленных руд. Среди кор смешанного генезиса намечаются: суффозионный, инфильтрационный (аккумулятивно-гидрохемогенный), кольматационный типы. Группу кор физического выветривания представляет обломочный тип элювия. Каждый из перечисленных типов включает ряд геохимических видов, определяемых составом конечных продуктов выветривания [12].

Наиболее широко распространены коры химического выветривания, возникающие в гумидном климате. Они являются весьма продуктивными в отношении полезных ископаемых и важными для решения палеогеографических вопросов. Это относится как к фанерозойским корам, так и к докембрийским.

Образование кор выветривания. Кора выветривания получила свое название по исключительному значению в ее формировании процессов выветривания. Последние, как известно, проявляются повсеместно, действуя на все горные породы, находящиеся у поверхности Земли, где они стремятся достигнуть физико-химического равновесия с окружающей средой. Региональное развитие мощных скоплений элювия — собственно кор выветривания происходит в отрезки геологического времени (эпохи корообразования), характеризующиеся, как указывалось, вялым тектоническим режимом. В зависимости от климата, характера субстрата, рельефа, состава атмосферы и от участия органического вещества выветривание проявляется различно — образуются разные типы кор.

Выделяется физическое и химическое выветривание, причем последнее включает и биогенные процессы. Физическое выветривание играет основную роль в жарких и арктических областях. В пределах территорий с таким климатом на возвышенных участках происходит раздробление пород без сколько-нибудь существенного изменения первичных минеральных компонентов. В результате образуется монопетрокластический материал разной крупности. В иных физико-географических условиях механическое разрушение пород играет менее важную роль. Оно чаще всего делает породы рыхлыми, что способствует более быстрому развитию химических процессов.

При химическом выветривании развивается комплекс реакций обмена и замещения. Происходят перераспределение и частичный вынос вещества с образованием зон выщелачивания и инфильтрации. Из продуктов выветривания синтезируются новые минералы. Главными процессами при химическом выветривании являются окисление, гидролиз, гидратация, выщелачивание, метасоматическое замещение первичных минералов субстрата и аутигенных минералов начальных стадий выветривания продуктами последующих процессов. Миграция вещества при выветривании происходит в виде растворов и в форме твердых частиц (суффозия и кольматация). В твердом состоянии вещество переносится при формировании почти любых разновидностей кор, но в некото-

рых случаях механический перенос материала играет равную роль с химическим и даже доминирует, что определяет смешанный тип кор выветривания (И. И. Гинзбург) [12].

Вопросы геохимической направленности выветривания различных горных пород рассматриваются также в статьях С. А. Кашика и И. К. Карпова [5], Р. С. Родина [10], С. Л. Шварцева и других исследователей.

Важной особенностью развития кор является стадийность изменения горных пород, связанная с меняющейся по мере удаления от поверхности интенсивностью действия агентов выветривания, что определяет зональность профиля кор. Под профилем в этом случае понимается обобщенный разрез кор выветривания, включающий все зоны, характерные для данных физико-химических условий.

Выделение зон профиля обычно производится исходя из главных процессов, вызывающих изменение пород, отражающееся на внешних особенностях образующихся при этом продуктов, и из наличия соответствующих каждой зоне аутигенных минералов. Впервые подобную схему для кор алюмосиликатных пород составил И. И. Гинзбург (1963 г.). Согласно этой схеме выделяются (сверху вниз): 1 — зона интенсивного окисления и конечного гидролиза, для которой типичны охры, каолинит-галлуазит-гибситовые образования; 2 — зона конечного выщелачивания, ее представляют каолинит (на кислых породах), монтмориллонит (на основных породах), нонтронит (на алюмосиликатных породах, богатых железом); 3 — зона конечной гидратации алюмосиликатов, развития выщелачивания и начала окисления; в ней преобладают гидрослюды, гидрохлориты, карбонатные и кремнистые новообразования; 4 — зона гидратации алюмосиликатов, начала выщелачивания и развития физического выветривания, характерны интенсивная трещиноватость, наличие гидрослюд, гидрохлоритов, серицитов, вермикулитов.

В. П. Петров (1967 г.) предложил при определении зональности кор выветривания различного возраста использовать схему расчленения профиля современных почв.

Ю. П. Казанский [7] считает целесообразным выделять два типа профилей выветривания: 1) гидрослюдисто-каолинитовый, развивающийся главным образом при выветривании кислых изверженных, метаморфических и алюмосиликатных осадочных пород; 2) монтмориллонит-каолинит-охристый, развивающийся по ультраосновным, основным, частью средним изверженным и метаморфическим породам, а также при разложении нерастворимых остатков карбонатных, сульфатных и соляных пород.

Для кор выветривания сульфидных месторождений С. С. Смирновым (1955 г.) установлена следующая схема зональности (сверху вниз): 1) железная шляпа, где происходит разрушение первичных сульфидов с образованием конечных форм их окисления; 2) зона выщелачивания, из которой вынесена большая часть металлов, где произошло обогащение кварцем и баритом — сыпучка; 3) зона окисленных руд, располагающаяся в пределах области колебания уровня грунтовых вод и характеризующаяся недостатком кислорода, здесь возникают сульфаты закиси железа. Ниже находится зона вторичного сульфидного обогащения.

Предложен еще ряд схем зональности профилей кор выветривания: [7], а также А. Г. Черняховский (1966 г.) и А. П. Никитина, И. В. Витковская, К. К. Никитин (1971 г.). Следует отметить, что в особо благоприятной обста-

новке тропического климата на алюмосиликатных породах образуются монозональные латеритные коры (Н. А. Лисицина, В. П. Петров).

Наряду с тектоникой, влияющей главным образом через рельеф, огромное значение в образовании кор выветривания имеет климат. Наиболее интенсивно развитие кор происходит в жарком гумидном климате, когда этому способствуют не только высокая температура и большое количество осадков, но и огромная масса органического материала. Значительно меньшей интенсивности достигает химическое выветривание в умеренном, а тем более в холодном климате.

А. И. Перельман (1965 г.) приводит классификацию элементов по их подвижности при выветривании в условиях гумидного климата низких широт. Из главных породообразующих элементов, согласно его классификации, легко мигрируют Ca, Na, Mg, менее подвижными являются K, Ba, Li, слабоподвижны (в окисной форме) Si, P, Sn, слабую миграцию в большинстве обстановок проявляют Al, Fe, Ni, Cr. Однако в зависимости от характера ландшафта, состава и стадия разложения исходных пород (зоны профиля коры) особенности миграции элементов меняются. Для кор выветривания магматических основных и кислых пород эти особенности детально рассмотрены Н. А. Лисициной [7]. Ею указывается, что максимальный вынос элементов (до 50—60%) происходит при формировании нижней зоны профиля выветривания, когда мигрирует максимальное число элементов, включая в малоподвижные. В процессе формирования средней и верхней зон профиля параллельно с сокращением общего количества выносимых элементов изменяется и их соотношение. Роль оснований, а тем более алюминия, железа, титана, сокращается, основное значение (до 65%) приобретает кремний, высвобождающийся при разложении алюмосиликатов. Отмечается также, что при быстром разложении пород растет вынос легкоподвижных оснований и кремния, при замедленном — мигрируют и малоподвижные элементы.

Б. М. Михайлов и В. А. Броневой [7] рассматривают влияние рельефа на миграцию элементов. По их данным, в условиях жаркого гумидного климата при расчлененном рельефе алюминий энергично мигрирует по разрезу и приводит к обогащению верхней зоны коры; железо накапливается в элювии также особенно в верхней зоне профиля. Кремний в условиях жаркого гумидного климата очень подвижен и энергично выносится из элювия. На равнинах наблюдается один этап выноса кремния, заканчивающийся при установлении в породе молекулярного соотношения между Al и Si 1 : 2, т. е. соответствующего каолиниту. При расчлененном рельефе существует еще следующий этап выноса кремния, связанный с распадом решетки каолинита.

Типичные для жаркого гумидного климата латеритные коры выветривания известны в Гвинее, на Кубе и в других частях тропического пояса. Они подробно описаны в советской и в иностранной литературе.

Особенностью гипергенеза областей умеренного гумидного климата является относительно высокая подвижность всех породообразующих элементов, причем наименьшей скоростью выноса отличается кремний, что проявляется в образовании характерного для умеренного климата подзолистого типа почв.

В жарком аридном климате для районов, имеющих расчлененный рельеф, как уже отмечалось, типичен пылевато-щебенчатый и дресвяный элювий, представленный обломками практически неизмененных исходных пород и минералов.

На равнинных пространствах в аридных условиях из пород субстрата

выносятся преимущественно щелочи, отчасти кремний и кальций. Алюминий, остающийся кремний и магний участвуют в образовании главным образом монтмориллонита, хлорита, в особых случаях каолинита. Кальций и кремний в основном обогащают грунтовые воды. Железо и марганец присутствуют в окисной форме и являются малоподвижными. Для равнин с жарким аридным климатом характерны инфильтрационные коры. возникающие в результате обизвесткования различных пород (каличе, калькреты), их окремнения (силькреты), ожелезнения, омарганцевания пород (пустынный «загар») и т. д. Коры выветривания, образовавшиеся в типичных условиях аридного климата, описаны для Средней Азии СССР, Египта. Алжира, Южной Америки.

В холодном нивальном климате под действием физического выветривания возникают глыбовые и дресвяные элювиальные образования, покрывающие чехлом вершины и склоны возвышенностей. В некоторых районах коры выветривания имеют сложный профиль, формирующийся в непостоянных климатических условиях или меняющихся гидрогеологической и геоморфологической обстановках. Такие коры отличаются весьма сложной ассоциацией минералов. И. И. Гинзбург называл их «наложенными».

Широкое развитие кор и наиболее глубокие изменения исходных пород установлены только в отдельные эпохи, отличавшиеся особыми физико-географическими условиями [12].

Надо отметить, что сравнительно полное представление о распространении и условиях формирования имеется по корам выветривания фанерозойского времени; менее ясны эти вопросы для докембрийских кор. Трудности распознавания и выяснения первичных особенностей последних связаны главным образом с их метаморфизмом. Однако полученные в последние годы данные [4, 8, 11 и др.] указывают на широкое развитие кор выветривания не только в протерозое, но и в архее. а также на близость общей направленности гипергенных процессов и близость характера изменений горных пород при образовании кор выветривания в фанерозое и в докембрии.

Некоторые вопросы гипергенного преобразования континентальных отложений рассмотрены Е. В. Шанцером [13].

За последние годы все большее число исследователей в своих работах развивают идеи о необходимости комплексного одновременного изучения всех продуктов зоны гипергенеза, выделяя среди них. кроме площадных кор выветривания. карстовые образования. водоносные горизонты, глубинные зоны гипергенеза. При этом значительное внимание уделяется процессам гипергенного метасоматоза и рудообразования. Именно на этом пути могут быть найдены связующие звенья между гипергенными и гипогенными гидротермальными процессами, что позволит создать научно обоснованную теорию общего рудообразования в приповерхностной зоне Земли [9].

Полезные ископаемые, связанные с корами выветривания. С корами выветривания связаны месторождения многих полезных ископаемых. Их принято делить на элювиальные, входящие в состав кор выветривания и осадочные — кластогенные и хемогенные. Представителями элювиальных полезных ископаемых являются латеритные бокситы, элювиальные руды железа, марганца, никеля, кобальта и еще ряда металлов, фосфориты. аутигенные образования карбонатных пород (калькреты, каличе). кварциты (силькреты), первичные каолины, маршаллит. вермикулит, элювиальные россыпи золота, алмазов, касситерита, ильменита, тантало-ниобатов и других ценных минералов. Осадочные полезные

ископаемые, связанные с корами выветривания, слагаются «близко переотложенными» продуктами последних, сохранившими основные черты вещественного состава кор. Деление их на кластогенные и хемогенные обусловливается формой переноса и отложения вещества, высвобождающегося при выветривании исходных пород. К осадочным полезным ископаемым относятся: переотложенные бокситы, большинство осадочных руд железа, марганца, основная часть кварцевых песков, вторичные каолины. огнеупорные и тугоплавкие глины, минеральные россыпи, относящиеся к разнообразным, преимущественно континентальным фациям. Связь с корами выветривания устанавливается еще для многих месторождений руд и нерудного сырья. В частности, это распространяется на некоторые стратиформные месторождения руд цветных металлов, золота, континентальные скопления минеральных солей и залежи различных строительных материалов. Все названные полезные ископаемые относятся к формациям кор выветривания. Можно также упомянуть, что богатые окисные железные руды Кривого Рога И. И. Гинзбург (1957 г.) связывает с корой выветривания железистых кварцитов. В хребте Каратау к мезозойской коре выветривания приурочены залежи окисных руд свинца. В пустынях в коре выветривания образуются месторождения урана и ванадия (карнотиты США и др.). Все это придает изучению кор выветрнвания очень большое практическое значение. Помимо перечисленных месторождений, для которых связь с корами выветривания устанавливается вполне отчетливо, имеются многочисленные залежи полезных ископаемых, образовавшиеся, вероятно, за счет продуктов кор «дальнего переноса», но непосредственная связь их с корами утеряна. К ним относятся большинство железных руд морских фаций, многочисленные минеральные россыпи, возникающие за счет промежуточных коллекторов. Эти месторождения находятся нередко в большом удалении от материнских кор, не могут быть включены в формации последних, но, как правило, близки по времени возникновения к эпохам регионального корообразования.

В последние годы (1978—1980 гг.) опубликован ряд статей, авторы которых касаются вещественного состава кор выветривания и роли их в формировании полезных ископаемых [1, 2, 3, 6].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вершинин А. С., Уртадо Г. А., Кромбет Э. К.* Геохимические особенности латеритного профиля коры выветривания гипербазитов. — Известия вузов, сер. Геол. и разв., 1978, № 12. 87 с.

2. *Витовская Н. В.* Типоморфные минеральные парагенезисы кор выветривания серпентинитов. — Геология рудных месторождений, 1978, т. 20, № 6, с. 60—74.

3. *Вытенков В. В., Коваков Г. Ф.* Поведение калия в корах выветривания (на примере одного из регионов СССР). — Зап. Лен. горного ин-та, 1978, т. 76, с. 76—81.

4. *Головенок В. К.* Докембрийские коры химического выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения. — В кн.: Сборник трудов ВИМС. М., 1975, с. 16—28.

5. *Кашик С. А., Карпов И. К.* Основные проблемы физико-химической теории необратимых процессов минералообразования в коре выветривания. — В кн.: Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М., 1977, с. 87—99.

6. *Кашик С. А., Карпов И. К.* Влияние парциального давления CO_2 в атмосфере на состав продуктов выветривания. — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 1, с. 173—176.

7. *Кора* выветривания и связанные с нею полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975.

8. *Миловский А. В.* О первичных осадочных образованиях Земли и направленности геохимических процессов в геологической истории. Тезисы докладов на X Всесоюзн. Литологич. совещ. 16—19 апреля 1973 г. М., 1973, с. 16—17.

9. *Михайлов Б. М.* Типизация продуктов гипергенеза. — Труды совещания по корам выветривания, Алма-Ата, Изд. КазИМС, 1981.

10. *Родин Р. С.* Поведение породообразующих элементов при выветривании кварцевых пород. — Труды Сибирского НИИ геологии, геофизики и минерального сырья. Новосибирск, 1976, вып. 240, с. 103—109.

11. *Сидоренко А. В.* Докембрийские коры выветривания, поверхности выравнивания и эпохи континентальных перерывов в истории докембрия. — В кн.: Сборник трудов ВИМС, М., 1975, с. 5—16.

12. *Цехомский А. М.* Основные понятия, связанные с характеристикой кор выветривания. — В кн.: Основы регионального изучения кор выветривания. Л., 1974, с. 11—100.

13. *Шанцер Е. В.* Итоги и перспективы изучения генетических типов континентальных отложений. Сущность и значение понятия «генетический тип отложений» и аллювий, как его эталон. — В кн.: Литол. в исследованиях ГИН АН СССР. М., 1980, с. 56—95.

Часть IV
МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глава 20
ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

§ 1. НАБЛЮДЕНИЯ НАД РАЗРЕЗАМИ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Описание разрезов, т. е. нормальной возрастной последовательности слоев, является важнейшей и необходимой частью геологических исследований в областях развития осадочных пород. Тщательно проведенное полевое изучение в подавляющем большинстве случаев дает основную массу информации о вещественном составе и палеогеографических условиях формирования осадочных толщ.

В трудах В. Н. Вебера (1923 г.). Л. В. Рухина (1969 г.), Н. Б. Вассоевича (1948 г.), Н. М. Страхова (1957 г.), Р. Ф. Геккера (1957 г., 1962 г.), а также ряде методических руководств и пособий [5 и др.] дается всестороннее и полное описание способов изучения осадочных образований.

В последние двадцать лет совершенствование полевых методик было скорее количественным, чем качественным, и происходило в целом медленнее, чем развитие лабораторных методов анализа.

Изучение разрезов занимает много времени, проводится со значительно большей детальностью, чем обычные маршрутные исследования, и поэтому необходим особенно тщательный и продуманный выбор районов их составления. В целом каждый такой район должен характеризовать определенную структурно-фациальную зону и удовлетворять следующим требованиям: 1) хорошая отпрепарированность обнажения, обеспечивающая сочетание полной последовательности наслоения и возможность изучения границ стратиграфических подразделений, 2) доступность для детального обследования.

Чрезвычайно важным этапом изучения стратиграфического разреза является его предварительное геологическое обследование, включающее подразделение на естественные геологические тела — пласты, пачки, слои — и прослеживание последних по всем обнажениям с составлением крупномасштабной (обычно масштаба 1 : 2000—1 : 10 000) карты для складчатых областей и ряда геологических профилей.

Наиболее всестороннему и подробному описанию подлежат опорные разрезы. характеризующие стратотипы стратиграфических подразделений или их границы. Основные требования к ним кратко изложены в Стратиграфическом кодексе СССР (1977 г.), более подробно — в специальной инструкции (1982 г.), а применительно к платформенным областям — в монографии «Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии» (1972 г.). При описании разрезов широкого типа чрезвычайно желательна совместная полевая работа литологов и палеонтологов. Изучение разрезов ведется послойно — выделяют все индивидуализированные разновидности пород, описывая их структурные и текстурные осо-

бенности, а также собирают и тафономически характеризуют органические остатки. Подробная схема описания слоев приведена у Л. Б. Рухина (1969 г.). Особенности описания различных типов пород даны в соответствующих разделах справочника.

Описание удобно начинать с развернутого определения, где на первом месте должно стоять название породы (например: известняк органогенно обломочный, серый, массивный, окремненный). После этого уже подробнее характеризуют: 1) состав, 2) цвет, 3) структуру, 4) текстуру, 5) физические свойства — кавернозность, пористость, крепость, пластичность и т. п., 6) конкреционные образования, 7) органические остатки, 8) особенности поверхностей наслоения. Содержание необходимых наблюдений по этим группам признаков изложено ниже в специальных главах.

Одним из важнейших элементов работы по изучению разрезов осадочных толщ является сбор образцов и обеспечение предельно точной привязки. Последняя может быть достигнута рациональной системой индексации и указанием номеров всех собранных образцов на первичных детальных колонках с указанием вида анализов, на которые отбирается образец (шлиф, спектральный анализ. химический анализ и т. п.) и характеристикой особенностей места взятия. На образцах с директивными структурами и текстурами должны быть намечены низ — верх и элементы залегания.

Чтобы обеспечить полноту документации и камеральной обработки материала и в то же время избежать загромождения коллекции, необходима тщательно продуманная целенаправленная система отбора образцов. Для характеристики рудоносных слоев, литологических типов пород, их структур, текстур, палеоэкологических особенностей фауны берутся крупные образцы массой около 1 кг и более. Их предназначение — эталонная или музейная коллекции. Послойно выкалываются небольшие штуфы массой 100—200 г, которые разбиваются на три части: образец, шлиф, штуф на дробление для производства спектральных, химических и других анализов. Все три части образца должны иметь одинаковые номера. Отдельно (в зависимости от целей исследований) берутся пробы на гранулометрический, минералогический и другие анализы. Принцип нумерации тот же: пробы, взятые из одного слоя, должны иметь одинаковые номера. При изучении нескольких разрезов в одном регионе, когда уже выявлены геохимические закономерности в разрезе и по данным микроскопии ясны макроскопические особенности пород разных литологических типов, количество образцов может быть сокращено. Послойно они берутся лишь для характеристики разновидностей пород, типовых циклов и ритмов, пограничных интервалов разреза и т. д.

Точное измерение мощности слоев является одним из необходимых условий изучения стратиграфических разрезов.

Масштаб стратиграфических колонок в платформенных областях обычно 1 : 50—1 : 100 и лишь для сводных разрезов 1 : 500—1 : 1000. В геосинклинальных областях для частных колонок с более крупномасштабными фрагментами разреза при характеристике типовых ритмов, и особо интересных в фаунистическом или в каком-нибудь другом отношении интервалов можно рекомендовать масштаб 1 : 1000—1 : 2000. Сводные колонки в зависимости от общей мощности изучавшегося разреза могут иметь масштаб 1 : 5000. Вычерченные колонки нецелесообразно представлять в виде необозримых лент, а лучше оформить сброшюрованными в альбом листами.

Способы достижения полноты и наглядности изображения существенно различны для разных литологических типов разреза. Для карбонатных разрезов рекомендуется строить рельефную колонку, где различной длиной слоев изображается устойчивость пород к выветриванию, которая обычно является функцией глинистости, что хорошо подчеркивает ритмичность осадконакопления. Очень важна детальная разработка условных обозначений структурных и текстурных особенностей пород, которые изображаются на той же колонке, что и вещественный состав.

Для терригенных отложений наиболее информативно и наглядно изображение рельефа колонки по гранулометрическим признакам. При большом разнообразии текстур и типов поверхностей наслоения для них выделяется самостоятельная графа.

Следует заметить, что необходимо вычерчивать детальные био-лито-стратиграфические колонки непосредственно в поле по свежим впечатлениям изучения обнажения. В числе первичной документации помимо фотографирования всех особенностей разреза (общий вид, характер ритмичности, структуры, текстуры, распределение и способ захоронения органических остатков и т. д.), весьма важно проведение в достаточном объеме полевых зарисовок объектов.

Послойное описание стратиграфического разреза в поле необходимо сопровождать обобщением полученных данных (общая литолого-фациальная характеристика выделенных подразделений, обоснование проведенных границ и сопоставление их с другими ранее изученными разрезами).

При изучении стратиграфических разрезов по скважинам следует четко себе представить специфику и определенную ограниченность материала по бурению, что особенно важно при корреляции разрезов скважин и естественных выходов. Из-за небольшого диаметра керна часто создается неправильное представление о насыщенности пород остатками макрофауны, иногда трудно бывает отличить конкреции и линзы от выдержанных слоев, не ясен масштаб и тип косой слойчатости, так как неполный выход керна рыхлых или легкодезинтегрируемых пород затрудняет определение мощности этих образований и т. д.

§ 2. НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОКРАСКОЙ ПОРОД

Изучение цвета дает информацию о составе и происхождении осадочных пород, их постседиментационных преобразованиях, а в ряде случаев служит прямым поисковым критерием для обнаружения многих полезных ископаемых (бокситы, железные и марганцевые руды, минеральные краски, поделочные камни и др.).

В цветовой гамме пород различаются ахроматические тона — черный, белый, серый и хроматические — красный, оранжевый, коричневый, желтый, зеленый, синий, фиолетовый, образующие всевозможные взаимопереходы. При описании окраски необходимо отмечать основной цвет, оттенки, его светлоту и насыщенность цветового тона (например светлый, блеклый, желтовато-серый). При этом следует избегать неясных и субъективных определений вроде «палевый», «бурый», «персиковый» и т. д., используя в то же время однозначные выражения: «кирпично-красный, фисташково-зеленый» и др. Д. Г. Жвания (1960 г.) считает целесообразным составлять эталонные коллекции и использовать атласы цветов.

В генетическом отношении все окраски подразделяются на первичные и вторичные. Первичные в свою очередь могут быть унаследованными или сингене-

тическими. Унаследованные окраски определяются цветом терригенного материала. Типичными примерами подобных пород являются черные магнетитовые и ильменитовые пески, красные гранатовые пески, белые карбонатные песчаники и др. Интенсивность их окраски зависит от содержания окрашенных минеральных зерен и закономерно связана с гранулярной и гравитационной сортировкой обломочного материала. Выявление первичного характера этой окраски сомнения обычно не вызывает.

Сингенетическая окраска обусловлена цветом цемента, либо окраской аутигенных минералов, возникающих при осадконакоплении и диагенезе пород. Примерами первично окрашенных пород являются черные углистые аргиллиты, непереотложенные зеленые глауконитовые песчаники, красные гипсы; распространены первичные красного оттенка тона́, обусловленные развитием гидроокислов железа вокруг терригенных зерен.

Вторичные окраски возникают в постдиагенетические стадии изменения пород. Явно вторично окрашенными являются пласты коричневато-красных горелых углистых аргиллитов и алевролитов или белая, желто-серая поверхность выветривания этих пород. Признаками вторичности окраски является связь с трещинами, изменение тональности при переходе от выветрелых образцов к свежим, пятнистое распределение и несогласованность со слоистостью, связь с пористыми и водоносными горизонтами, зональность изменения в одной и той же литологической разновидности породы и т. д.

Для использования в качестве показателя палеогеографической обстановки осадконакопления пригодны в первую очередь первичные окраски.

Первичная красноцветность свойственна осадкам, формировавшимся в условиях переменно-влажного жаркого климата как на континенте, так и в прибрежно-морской обстановке. Пестроцветность обычно характеризует более удаленные от берега зоны бассейна, чем красноцветные осадки.

Темные серые и черные тона окраски горизонтальнослоистых илистых осадков характерны гидродинамически мало активным центральным частям бассейнов. Континентальным отложениям в условиях жаркого и сухого климата присущи светлые, серые, желтые и коричневые тона.

В качестве поискового признака, наблюдение за изменением окраски особенно важно при изучении месторождений коры выветривания: наиболее высококачественные кварцевые пески и каолиновые глины — белого цвета, красноцветной окраской часто обладают бокситы, а характерной зеленой — никеленосные глины. Черные рыхлые слои в терригенно-карбонатных толщах могут быть марганцовыми рудами, красная окраска отдельных прослоев в соляных залежах свидетельствует о присутствии калийных солей.

§ 3. НАБЛЮДЕНИЯ НАД СТРУКТУРАМИ, ТЕКСТУРАМИ И КОНГЛОМЕРАТАМИ

Полевые наблюдения над структурами и текстурами дают большую информацию об условиях образования и преобразования осадочных пород и в значительной мере определяют характеристики, необходимые для расчленения и корреляции осадочных толщ.

Определение структурного типа породы в поле производится путем визуального изучения и с помощью лупы. Единых структурных критериев для все-

Таблица 20-1

Классификация обломочных и глинистых пород по размерам обломков

Размеры обломков, мм	Наименование обломков	Группы пород	Рыхлые породы: сложенные окатанными обломками	Рыхлые породы: сложенные угловатыми обломками	Сцементированные породы: сложенные окатанными обломками	Сцементированные породы: сложенные угловатыми обломками
>1000	Глыбы	Крупнообломочная	Глыбы		Глыбовые брекчии	
1000—500 500—250 250—100	Валуны, отломы		Валунник: крупный средний мелкий	Отломник: крупный средний мелкий	Валунные конгломераты: крупновалунные средневалунные мелковалунные	Брекчии: крупноотломные среднеотломные мелкоотломные
100—50 50—25 25—10	Галька, щебень		Галечник: крупный средний мелкий	Щебень: крупный средний мелкий	Конгломераты: крупногалечные среднегалечные мелкогалечные	Брекчии: крупнощебневые среднещебневые мелкощебневые
10—5 5—2,5 2,5—1	Гравий, дресва		Гравий: крупный средний мелкий	Дресва: крупная средняя мелкая	Гравелиты: крупногравийные среднегравийные мелкогравийные	Дресвяники: крупнодресвяные среднедресвяные мелкодресвяные
1—0,5 0,5—0,25 0,25—0,1	Песок	Мелкообломочная	Песок: крупный средний мелкий		Песчаники: крупнозернистые среднезернистые мелкозернистые	
0,1—0,05 0,05—0,01	Алеврит		Алевриты: крупные мелкие		Алевролиты: крупноалевритовые мелкоалевритовые	
0,01—0,001 0,001	Пелит	Глинистые породы	Глины: крупнопелитовые (крупно-дисперсные) тонкопелитовые (тонко-		Уплотненные глины, аргиллиты	

го комплекса осадочных отложений не существует, поэтому рассмотрим раздельно обломочные и биохемогенные породы.

Из существующих весьма многочисленных классификаций структур обломочных пород наиболее удачной для использования при полевых наблюдениях является десятичная, опубликованная в Атласе структур и текстур осадочных пород (табл. 20-1). Данными таблицы давно пользуются литологи Советского Союза.

Определение размеров песчано-алевритовых частиц под лупой облегчает трафарет М. М. Васильевского (рис. 20-1).

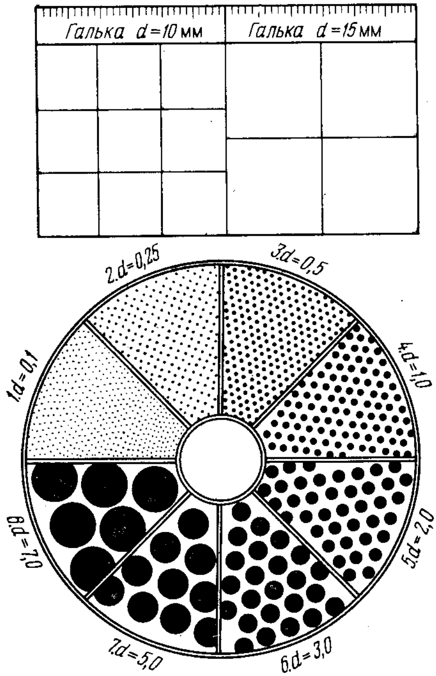


Рис. 20-1. Таблица для полевого определения размера зерен, по М. М. Васильевскому

Среди глинистых пород в поле могут быть выделены собственно глины, уплотненные глины и аргиллиты. Собственно глины во влажном состоянии характеризуются пластичностью, легко скатываются в гибкий шнур. Уплотненные глины плохо размокают, менее пластичны. Аргиллиты характеризуются в обнажениях мелкой оскольчатостью, в воде не размокают. Примесь глинистого материала устанавливается по характерному «глинистому» запаху влажной породы, способности ее скатываться в шарик или легко трескающийся шнур.

При специальных палеогеографических исследованиях большое значение, по мнению С. Г. Саркисяна и других исследователей, имеет изучение ориентировки формы и поверхности гравийного и галечного материала (1955 г). Для ледниковых отложений, например, характерны гальки утюгообразной формы со шрамами волочения на поверхности; в эоловых отложениях под влиянием сезонных ветров нередко возникают многогранные гальки (драйкантеры).

Имеющиеся представления о типах структур био- и хемогенных пород еще более разнообразны, чем для обломочных. Достаточно полные обзоры классификаций даются в томах (II, III) «Атласа структур и текстур осадочных горных пород» (1962 г.) и в сборнике «Карбонатные породы» (1970 г.). В полевых условиях для определения структуры зернистых пород — обломочных, перекристаллизованных кристаллических известняков и доломитов, сульфатно-галлогенных и других — целесообразно пользоваться той же шкалой, по которой определяют терригенные отложения. Во всех случаях при описании структуры органогенной породы отмечаются количество и состав цементирующей массы.

Слоистая текстура является одним из наиболее важных признаков осадочных пород. Основное внимание при полевом описании слоистости (слойчато-

сти) должно быть уделено морфологическим особенностям — форме, взаиморасположению слойков, ориентировке их по отношению к напластованию и по странам света.

Все многообразие слойчатости может быть сведено к трем основным типам: горизонтальной, волнистой и косой, которые проявляются раздельно и комплексно, образуя весьма сложные формы (рис. 20-2).

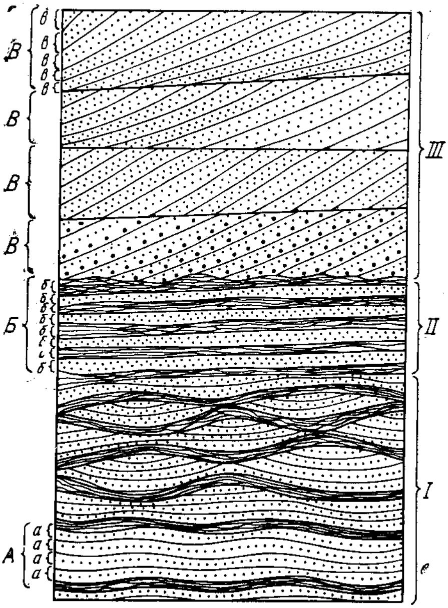


Рис. 20-2. Основные типы слоистости и соотношение слоев, серий и слойков, по Л. Н. Ботвинкиной

I, II, III — слои (образование их обусловлено изменением фациальных условий осадконакопления); *А, Б, В* — серии слойков; *а, б, в* — слойки (образование их связано с характером движения среды отложения и другими причинами, но происходит в одной и той же фациальной обстановке). Типы слоистости: *I* — волнистая (вверху — линзовидная), *II* — горизонтальная, *III* — косая

При полевом описании косослоистых толщ чрезвычайно важно изучение их в двух взаимоперпендикулярных сечениях — вдоль и поперек преобладающего направления транспортирующей среды. Наиболее четкие и систематические отличия различных морфогенетических типов слойчатости наблюдаются в продольных срезах.

Для получения сравнимых и достаточно полных данных необходимо придерживаться в процессе описания слоистости (слойчатости) определенной программы.

1. Общая характеристика морфологического типа слойчатости (горизонтальная, волнистая, косая, диагональная, перекрещивающаяся и т. п.) и степень отчетливости ее проявления.

2. Мощность слоев и серий слойков внутри них.

3. Описание серий: форма (горизонтальные, прямые, изогнутые и др.) взаиморасположение серийных швов (перекрестное, параллельное) и положение их по отношению к напластованию слоев и к наклону слойков внутри них (в одном направлении или в разных), четкость границ серий и причина их разграничения (изменения гранулярного состава, включения и др.), массовые замеры азимутов падения и углов наклона серийных швов.

4. Описание слойков: форма (прямолинейная, криволинейная, S-образная), соотношение слойков в серии (параллельные или сходящиеся), четкость границ слойков (резкие границы по всей длине, прерывистые и др.), причина разграничения слойков (ритмичная сортировка обломочного материала, включения и др.), массовые замеры максимальных углов и азимутов падения косых слойков, замеры рекомендуется проводить для каждого косослоистого пласта отдельно и на площади, близкой по форме квадрату. Результаты замеров представляются в виде роз-диаграмм.

Помимо словесного описания, для характеристики текстур, как и структурных особенностей осадочных пород, совершенно необходимы зарисовка в оп-

ределенном масштабе и фотографирование изучаемых объектов. Хорошие результаты, по мнению Н. М. Страхова, С. Г. Саркисяна и других (1955 г., 1957 г.), дает применение пленочных монолитов.

При изучении конгломератов особенно велика роль полевых наблюдений. Первую инструкцию по полевым наблюдениям над конгломератами составил А. В. Хабаков в 1933 г. Наиболее полная сводка С. Г. Саркисяна по методике этих исследований опубликована в 1955 г. Для выявления морфологии геологических тел, характера латеральных и вертикальных изменений рекомендуется описание не единичных обнажений, а целой их серии на достаточной площади. Описание ведется послойно, а в случае отсутствия четко выраженной слоистости — по точно замеренным интервалам разреза. С целью изучения пространственной ориентировки галек проводят их маркировку с применением специальных рамок. Для одного слоя обычно достаточно пометить 100—110 галек. Последующее определение элементов залегания их наибольшей плоскости проводится на гониометре. Определение петрографического состава, морфометрических особенностей галек (степень окатанности, изометричность, характер поверхности) ведется из одной и той же пробы. Гранулярный состав, по выбранной классификации, определяется весовым или объемным способом для 300—500 галек из одного слоя и выражается в процентах. В случае плотно сцементированных пород наименьший диаметр обломков замеряется с поверхности площадью не менее 0,5 м^2.

§ 4. НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОРГАНИЧЕСКИМИ ОСТАТКАМИ

Изучение состава и условий захоронения остатков фауны и флоры издавна является ведущим способом расчленения и корреляции осадочных толщ, основой фациального и палеогеографического анализов. В соответствии с повышающимися требованиями к детальности и точности стратиграфических схем и обоснованности палеореконструкций все время совершенствуется и программа изучения ископаемых органических остатков с целью получения материала для выяснения этапов эволюции отдельных групп организмов и выявления палеоэкосистем, связей организма и среды обитания. Многие существующие еще в настоящее время стратиграфические схемы основаны на выделении сборных руководящих комплексов фауны, которые не отражают ни эволюционных единиц, ни связей фаунистических сообществ с фациями. Использование таких комплексов естественно приводит к ошибкам в корреляции. Поэтому можно считать весьма прогрессивным опыт ряда палеонтологов (А. М. Зиглер 1968 г., Д. Л. Кальо, 1970 г.), выделяющих фаунистические сообщества, характерные для определенных батиметрических уровней бассейнов осадконакопления. Особенно велика роль подобных работ при так называемых экостратиграфических исследованиях, когда изучается весь бассейн осадконакопления для какого-либо времени, а границы стратиграфических подразделений как возрастные, так и латеральные устанавливаются по смене экосистем.

В СССР специальную методику палеоэкологических исследований впервые и наиболее всесторонне разработали Р. Ф. Геккер с соавторами (1957 г., 1962 г.) и Б. П. Марковский (1966 г.), для наземных животных — И. А. Ефремов (1950 г.), для растительных остатков — А. Н. Криштофович (1946 г.), Г. П. Радченко (1967 г.), из зарубежных работ наиболее общее значение имеет монография Райнека и Сингха. К числу важнейших обобщающих методических работ относятся публикации О. С. Вялова, И. А. Ефремова, Б. П.Марковского, О. Абе-

ля, а также В. Зехофер. Ряд методических вопросов [2] разработали на материале регионального изучения С. В. Максимова, А. И. Осипова, Р. Ф. Геккер, Т. Н. Бельская, А. Т. Шурин, Д. Варм, А. Зиглер.

Все возрастающее число работ по палеоэкологическому и биофациальному анализам способствует возникновению огромного количества соответствующих терминов, частично заимствованных из литературы по биологии и географии. Достаточно полный терминологический обзор дан в работе Ю. И. Тесакова. Наиболее важными и употребительными из них являются следующие.

1. Экосистема, под которой понимается единство биотических и абиотических факторов среды. Синонимами этого понятия являются биогеоценоз и фация в понимании Д. В. Наливкина (1955 г.).

2. Биоценоз — комплекс взаимосвязанных организмов, населяющих тот или иной участок биосферы (биотоп).

3. Палеоценоз представляет собой сохранившуюся в ископаемом состоянии часть биоценоза.

4. Тафоценоз — комплекс погребенных остатков организмов и следов их жизнедеятельности. Органические остатки в тафоценозе могут быть погребенными на месте обитания или принесенными. Синонимами тафоценоза являются термины захоронения и эриктоценоз.

Приведем ориентировочный круг вопросов, который следует иметь в виду при полевом изучении тафоценозов.

1. Определение объема и границ тафоценоза путем изучения систематического состава групп фауны и выделения доминантных, сопутствующих и акцессорных форм. К доминантным относятся специфические для данного сообщества и обычно преобладающие по количеству формы. В разных типах захоронений они могут составлять от 20 до 90% подсчитанных экземпляров. По смене доминантных форм проводятся границы тафоценоза. Сопутствующие формы менее специфичны — встречаются в ряде сопряженных тафоценозов и в подчиненном количестве. Акцессорные формы редкие и единичные. Количественная оценка соотношений групп фауны и флоры, отдельных таксонов внутри них дается словесно (преобладающие, многочисленные, редкие, единичные) или вычисляется в баллах.

Для каждого тафоценоза обязательно отмечается принадлежность его к определенным литологическим типам пород, а в ритмичных толщах — приуроченность к элементам ритмов.

2. Описание формы захоронения органических остатков, включающее их общую типизацию и характеристику сохранности.

В широком смысле к категории органических остатков могут быть отнесены следующие образования: а) сохранившиеся в ископаемом состоянии собственно остатки — твердые части организмов, в той или иной мере измененные при захоронении и последующих процессах; б) прямые следы бывшего существования этих остатков — внутренние и внешние ядра, отпечатки; в) следы жизнедеятельности организмов — копролиты, биотурбации, следы ползания, зарывания, отпечатки ног и т. п.; г) минеральные новообразования, связанные с жизнедеятельностью организмов — строматолиты, онколиты, ризоконкреции, биоморфозы, комки бактериального происхождения.

Степень сохранности ископаемых должна характеризоваться по крайней мере в двух аспектах: а) степень сохранности организма: редчайшие случаи нахождения целого скелета и минерализованного мягкого тела животного или

растения — целый скелет; крупные морфогенетические части скелета — фрагменты частей скелета — органогенный детрит — органогенный шлам (при проведении этих наблюдений весьма желательно выявление природы дезинтеграции остатков: прижизненное положение — разделение при отмирании и автохтонном захоронении — разрушенне и разобщение частей скелета при транспортировке); б) степень сохранности и структуры вещества остатков. Под сохранностью структуры понимается степень сохранения деталей строения остатков — скульптуры раковин, жилкования в листьях растений и т. п., а также первичных разлнчий оболочек — хитиновой, роговой и др.

Сохранность вещества остатков определяется степенью проявления вторичных процессов: перекристаллизации, обугливания, ожелезнения, доломитизации, сидеритизации, фосфатизации, пиритизации. Все отмеченные изменения структуры и вещества остатков должны быть увязаны со стадийностью изменений вмещающих отложений — ранне- и позднедиагенетическими, катагенетическими, гипергенными.

3. Выявление строения тафоценоза включает описание количества и расположения органических остатков относительно друг друга и по отношению к структурно-текстурным элементам вмещающих их отложений, морфологии отдельных скоплений и т. д.

Количество остатков, т. е. насыщенность ими единицы площади обнажения или объема породы рыхлых или легко дезинтегрируемых отложений, определяется по приближенной шкале: 1) единичные, 2) редкие (меньше 1%), 3) очень малочисленные (10%), малочисленные (10—25%), 4) частые (25—50%), 5) многочисленные (50—75%), 6) обильные (75—95%), 7) весьма обильные (95%). Отмеченные интервалы содержаний могут быть разными и определяются в целом возможностями детальности наблюдений.

Взаиморасположение органогенных остатков может быть беспорядочным, субпараллельным, с различной степенью проявления сортировки по размеру, форме или таксономической принадлежности организмов. Выделяются, в частности, упорядоченные «мостовые» — скопления створок или целых раковин выпуклостью вверх; беспорядочные «мостовые», где раковины тесно соприкасаются и расположены выпуклостями и вниз, и вверх; намывы вложенных друг в друга раковин — гнездообразные скопления; ориентированные течением скопления тентакулитов или раковин головоногих моллюсков субпараллельно острием в одну сторону или волнением — тоже субпараллельно, но остриями в разные стороны.

По отношению к текстурно-структурным элементам вмещающих отложений выделяются скопления органических остатков, связанные с поверхностями наслоения, со всей массой слоя, приуроченные к определенным гранулометрическим разновидностям пород, например, обломки толстостенных раковин в песчаниках оснований косых серий и целые тонкостенные раковины в горизонтальнослоистых аргиллитах и алевролитах.

По характеру морфологии отдельных скоплений внутри тафоценоза выделяются: поверхностные ценозы (в один микрослоек), пластообразные, линзовидные, валообразные, гнездообразные и др.

4. Определение соотношений аллохтонных и автохтонных компонентов тафоценоза. Эти данные являются основными для последующей реконструкции исходного биоценоза и экосистемы в целом и имеют поэтому особенно важное значение.

Аллохтонные, или привнесенные, переотложенные компоненты устанавливаются по наличию механических повреждений и окатанности органических остатков, присутствию в тафоценозе заведомо экологически несовместимых групп организмов, например остатков наземных растений в брахиоподовых известняках, кораллов в лишенных других морских остатков доломитах и т. п., и совмещению в одном захоронении разновозрастных органических остатков. В тех случаях, когда это возможно, следует дополнительно разделять аллохтонные компоненты по источникам их выноса и дальности переноса.

Автохтонные компоненты, т. е. органогенные остатки, захороненные на месте обитания соответствующих организмов, характеризуются следующими общими признаками:

а) целостностью и полнотой захоронения скелетных остатков, хорошей сохранностью деталей скульптуры, отсутствием сортировки остатков по размеру и форме, б) наблюдаемыми следами проникновения в субстрат (ходы, сверления) или прикрепления к нему.

Автохтонные ориктоценозы могут быть собственно автохтонными — сложенными остатками организмов в неизмененном прижизненном или посмертном состоянии или субавтохтонными — не переотложенными, но смещенными и (или) дезинтегрированными в процессах литофикации осадков или деятельности других организмов. Примерами первых могут служить довольно часто встречающиеся в глинистых известняках силура Подолии двустворчатые раковины пелеципод *Ilionia* и другие захороненные в вертикальном положении, а также цельные раковины брахиопод *Atrypa reticularis,* захороненные по наслоению пород с прекрасно сохранившимися тонкими ажурными шлейфами. При жизни эти шлейфы помогали атрипам оставаться на поверхности илистого грунта.

К типичным субавтохтонным ориктоценозам могут быть отнесены захоронения эвриптерид в тонкослоистых глинистых доломитах, где отдельные части скелета (головные щиты) — членики тела бывают растащены при литификации осадка.

§ 5. НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОРГАНОГЕННЫМИ ПОСТРОЙКАМИ

При изучении ископаемых органических построек полевое описание имеет первостепенное значение, поскольку только таким путем можно однозначно установить наличие и тип органогенного сооружения, выявить главнейшие особенности состава и строения: размеры и форму тел, систематический состав рифостроителей, общий минеральный состав пород, характер и масштабы проявления вторичных процессов, литолого-фациальные особенности вмещающих отложений и т. п.

Решение всех этих вопросов имеет большое практическое значение для выработки поисковых критериев обнаружения связанных с органогенными постройками месторождений нефти и газа, высококачественных бокситовых руд, стратиформных полиметаллических месторождений, проявлений фосфоритов, марганца, а также органогенных известняков.

Большую роль для повышения качества изучения органогенных построек в СССР и упорядочения терминологии сыграли организованные по инициативе Р. Ф. Геккера палеоэколого-литологические сессии (1965 г., 1966 г., 1968 г), результаты работ которых отражены в решениях этих сессий и в подготовленном позднее коллективом авторов методическом пособии [3].

Органогенной постройкой, согласно этим работам, называется «обособленное массивное карбонатное тело, образованное скелетными остатками колониальных и одиночных организмов, нараставших один на другой, захороненных на месте роста и создававших устойчивый каркас, внутри которого накапливались генетически связанные с ним карбонатные осадки, что приводило к образованию особых участков морского дна со своим биоценозом и особым комплексом

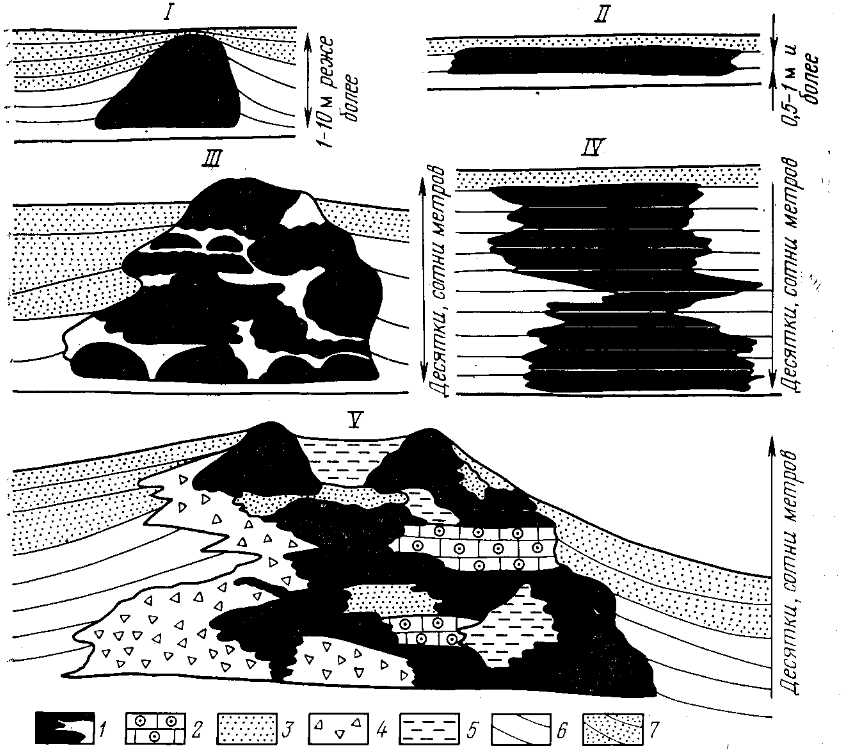


Рис. 20-3. Типы органогенных построек

I, II — простые постройки (*I* — биогерм, *II* — биостром); *III*—*V* — сложные органогенные массивы (*III* — биогермный, *IV* — биостромный, *V* — рифовый).

1 — биогермные известняки; *2* — отложения рифового плато; *3* — детритовые известняки; *4* — отложения шлейфов; *5* — отложения лагун; *6* — отложения, одновозрастные с органогенной постройкой; *7* — более молодые отложения

осадков, возвышающихся и отличающихся от окружающих участков» [3]. Можно добавить, что генетически связанные с органогенной постройкой осадки могут наиболее часто накапливаться не только внутри постройки, но и по ее периферии.

Ведущим обязательным признаком в приведенном выше определении является наличие изначально жесткого каркаса. Эта особенность отличает все органогенные постройки от морфологически сходных с ними образований — слоев и линз коралловых, водорослевых, строматолитовых известняков, линз ракушняков (намывы, устричные, брахиоподовые банки и т. д.), аккумулятивных дюн, кос, баров, сложенных карбонатными обломочными породами, и др.

Классификация органогенных построек приведена на рис. 20-3.

Биогермы представляют собой простые тела, форма которых близка к изометрической, а в составе преобладают неперемещенные скелетные остатки каркасообразующих организмов. Размеры этих построек колеблются обычно от 1 до 10 м. Мелкие обособления сложены взаимно прирастающими колониальными формами и называются обычно калиптрами; в более крупных обособлениях, как правило, устанавливается сложное строение — нарастание отдельных биогермов друг на друга и др.

По особенностям внутреннего строения среди биогермов выделяются [3] три типа построек: а) простые, сложенные одним — двумя видами каркасообразующих организмов; б) зональные, обладающие чередованием прерывистых полос, обусловленным изменением форм роста или состава биогермообразователей, иногда включениями небиогермных пород; в) пятнистые, построенные несколькими биогермообразователями с большим комплексом сопутствующих организмов.

Развитие биогермов отмечается начиная с протерозоя, но широкое распространение они приобретают лишь в фанерозое. В рифее и венде биогермостроителями были сине-зеленые водоросли, образующие строматолиты. В кембрии к ним добавляются археоциаты, а в ордовике и силуре — строматопороидеи и кораллы. В позднем палеозое ведущими каркасообразователями были гидроидные полипы и мшанки. С мезозоя, наряду с водорослями, преобладающее значение имеют склерактинии, являющиеся главными строителями рифов и в настоящее время.

Биостромы — пластообразные органогенные постройки. Подобно биогермам, они образуют как самостоятельные тела, так и входят в состав сложных органогенных сооружений. Мощность отдельных биостромов составляет обычно доли метра, реже первые метры; площадь распространения может достигать десятков километров. В рифее и венде строматолитовые биостромы являлись ведущим типом органогенных построек. В фанерозое они, по-видимому, несколько менее распространены, чем биогермы, хотя это, может быть, объясняется и недостаточной их изученностью. В составе каркасообразователей участвуют те же группы фауны, что и в биогермах.

Биогермные массивы представляют собой сложные постройки, состоящие из нарастающих один на другой биогермов или биостромов и сопутствующих, преимущественно органогенно-детритовых пород, образующихся за счет разрушения биогермообразователей. В отличие от охарактеризованных ниже рифовых массивов, в них совершенно отсутствуют брекчии, хемогенные лагунные осадки и другие признаки крайнего мелководья и волноломных структур. Размеры биогермных массивов колеблются от десятков до сотен метров. Преобладающей формой является куполовидная, хотя встречаются и тела прихотливых, неправильных очертаний.

Биостромные массивы сложены преимущественно отдельными биостромами, налегающими друг на друга или разделенными слоями осадочных пород. Толщи, характеризующиеся закономерным ритмичным чередованием биостромов и био-хемогенных пород, некоторыми исследователями выделяются в самостоятельную группу под названием биоритмитов [3].

В поперечном разрезе биостромные массивы имеют обычно вид пластообразных тел мощностью до сотен метров. Площадь, занятая биостромными массивами, значительна: это полосы вдоль тектонических уступов, иногда неправильной формы поля, отвечающие палеоподнятиям или оконтуривающие их.

Рифовые массивы («ископаемые рифы») являются наиболее сложнопостроенными органогенными сооружениями, в строении которых помимо биогермного массива (рифовое ядро) большую роль играют генетически связанные с ним осадочные отложения лагуны, рифового плато, рифового гребня и рифового шлейфа. Определяющим диагностическим признаком для любого рифа является наличие волнореза и, как следствие этого — присутствие продуктов разрушения органогенного каркаса. В отличие от других типов построек, рифы всегда значительно возвышаются над окружающими донными осадками и характеризуются быстрым ростом. Границы рифового массива обычно проводятся по контурам распространения брекчий биогермных пород, непосредственно примыкающих к рифовому ядру. Совокупность всех связанных с рифом отложений — более удаленных от ядра косослоистых карбонатных конгломератов, гравелитов, песчаников, детритовых, онколитовых и оолитовых известняков — выделяются под названием рифового или рифогенно-аккумулятивного комплекса. Мощности рифовых массивов могут достигать нескольких сотен метров, а площади — десятков квадратных километров. Массивы располагаются как обособленно, так и грядами, протягивающимися на сотни километров. Рифовые комплексы занимают еще бо́льшие площади.

Для выделения их в поле органогенных построек необходимо выполнение довольно значительной программы исследований, которая включает: а) определение формы и размеров тела; б) литологическое и палеонтологическое изучение состава и внутреннего строения тела органогенной постройки, а также генетически связанных с ней сопутствующих отложений; в) установление границ со вмещающими породами; г) составление стратиграфического разреза вмещающих слоистых толщ; д) картирование района распространения органогенных построек.

Предварительное представление о возможном наличии и иногда о типе органогенных построек можно получить при дешифрировании аэрофотоснимков и крупномасштабных космических снимков и в процессе рекогносцировочных маршрутов. В силу значительной устойчивости к выветриванию органогенные сооружения всегда выделяются в виде положительных выпуклых форм рельефа, светлой окраской, массивностью выходов или свойственной биостромным массивам грубой невыдержанной наслоенностью. Следует, однако, иметь в виду, что так же выглядят и морфологически сходные с органогенными постройками аккумулятивные карбонатные образования — бары, косы и т. д. Отличить их можно лишь при детальном обследовании обнажений. Помимо внешних контуров сложных построек, выветривание часто подчеркивает ограничения биогермов, выступающих в виде овальных бугров.

Форма органогенных построек чрезвычайно разнообразна, но наиболее распространенными являются холмовидные, караваеобразные тела, которые группируются в цепочки, гряды, реже изолированные куполообразные массивы. Для характеристики построек и прогнозирования их распространения важно получить замеры высоты, ширины и длины. В тех случаях, когда по условиям недостаточной обнаженности это представляется невозможным, определяются видимые параметры, что обязательно должно быть отмечено в описании. Размеры крупных органогенных сооружений оцениваются обычно с помощью дальномера или графически по карте, после нанесения на нее всех выходов.

Литологическое изучение вещественного состава и внутреннего строения тела органогенных построек проводится путем детальных наблюдений по всей

площади постройки и сопровождается отбором ориентированных образцов, зарисовками, фотографиями. В естественных выходах большую информацию дают выветрелые поверхности, на которых видны контуры отдельных биогермов, подчеркивается биогермная текстура породы, связанная с изменениями в процессе роста органогенной постройки систематического состава и экологических форм организмов (рис. 20-4). В результате выделяются извилистые слои и неправильные участки с преобладанием корковых форм, массивных, ветвистых, трубчатых колоний и т. п. Хорошо видны включения сопутствующих пород. Для выяснения строения породы необходимо смачивать поверхность ее водой, наиболее интересные участки можно покрывать вазелином, лаком, либо протравливать слабыми растворами монохлоруксусной или соляной кислот. Протравливание особенно необходимо при изучении вторично измененных пород: определении характера и степени доломитизации, выявлении реликтовых биогермных текстур.

Сопутствующие породы, составляющие в крупных постройках 50—60% общего объема, представлены крупнообломочными и детритовыми известняками и доломитами. В процессе полевого изучения важно отметить фациальную зональность этих отложений и специфические особенности их состава, обусловленные генетической связью с разрушением каркасной постройки и отличиями от вмещающих бассейновых отложений. Крупнообломочные породы непосредственно примыкают к биогермному телу и состоят из неокатанных или лишь частично сглаженных обломков биогермного известняка. Характерно почти полное отсутствие цемента. Песчано-гравийные известняки образуют пласты и линзы, протягивающиеся на сотни метров, иногда первые километры от крупных органогенных построек. В них наблюдаются следы сортировки и окатанность материала. Детритовые известняки выполняют карманы и линзы в самом теле постройки, переслаиваются с лагунными отложениями в зарифовой зоне и образуют внешнюю часть шлейфа.

Детрит в этих известняках не сортирован и не окатан, в составе его преобладают биогермообразователи, «рифолюбы», (брахиоподы, моллюски и др.), представленные обычно целыми раковинами; характерно развитие инкрустационного цемента.

Биохемогенные карбонатные породы — литографский камень, сгустковые и онколитовые известняки — формируются в лагунах, западинах рифового плато. Для них характерны интенсивная переработка илоедами, примесь биогермного детрита, иногда — экзотические глыбы биогермных известняков.

При палеонтологических и палеоэкологических исследованиях органогенных построек используются те же приемы и методы, что и при изучении органических остатков в слоистых толщах (см. § 4 гл. 20). В обоих случаях необходимо проводить эти наблюдения одновременно, увязывая их с литологическим изучением, всю полевую графику делать в одном масштабе. Существенной особенностью органогенных сооружений являются богатство и сложность распределения тафоценозов и в то же время близость их к составу первичных сообществ.

Главная задача — выяснение состава каркасообразующих организмов и закономерностей размещения их в теле постройки. В ряде случаев весьма существенно также определение роли организмов-цементаторов и состава «рифолюбов».

Выявленные палеоценозы необходимо тщательно задокументировать, нанеся

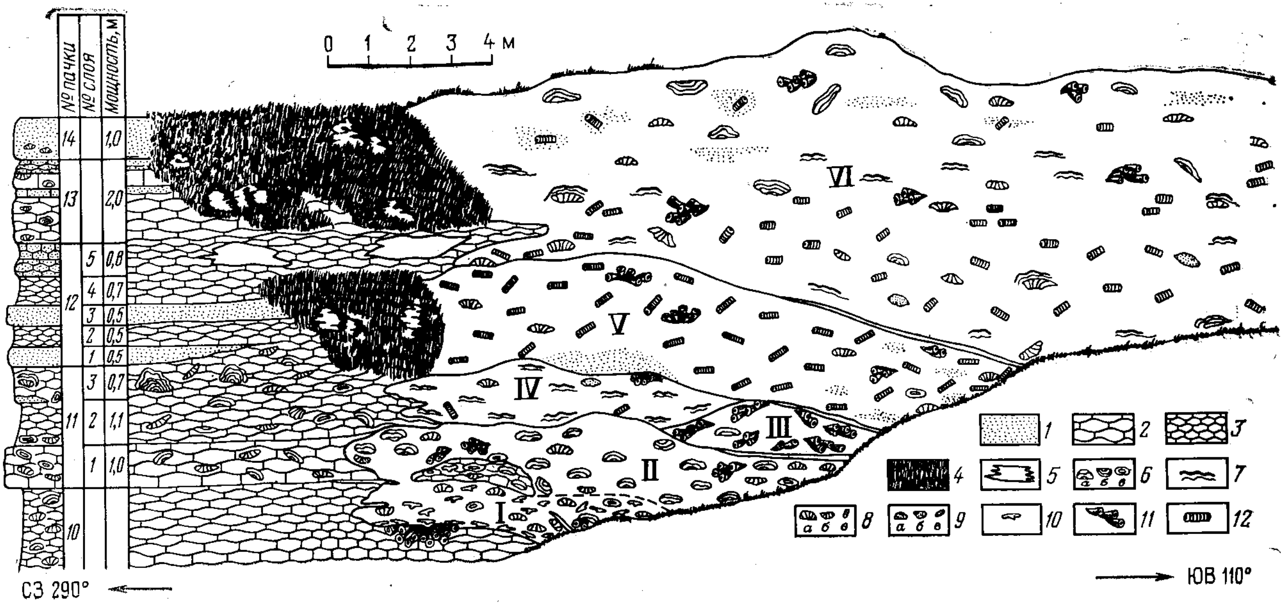


Рис. 20-4. Зональное строение биогерма (лудловский ярус, малиновецкий горизонт, коновские слои; Подолия, с. Цибулевка)

I—VI — зона экологической дифференциации организмов-биогермостроителей (I — зона преобладания табулят, II — зона купол видных и корковидных строматопорат, III — зона преобладания колониальных ругоз, IV — зона преобладания ленточных строматопорат, V — зон преобладания крупных криноидей, VI — зона преобладания строматопорат и ругоз); *1* — детритовый известняк; *2* — крупнокомковатый известня *3* — мелкокомковатый известняк; *4* — участки биогерма, закрытые почвенным слоем; *5* — мелкие строматопоро-коралловые биогермы в слоисто толще; *6* — массивные колонии строматопороидей (*а—в* пристроматопороидей); *7* — ленточные строматопоры; *8* — колонии фавозитид (*а* — в пр жизненном положении, *б* — перевернутые, *в* — опрокинутые); *9* — колонии гелиолитид (*а—в* прижизненном положении, *б* — перевернутые, *в* опрокинутые); *10* — ветвистые табуляты; *11* — колониальные ругозы; *12* — криноидеи

контуры их на карту и профили, зарисовав соотношения отдельных форм и сфотографировав общий вид и детали. Образцы отбираются ориентированно и достаточно крупного размера для того, чтобы были хорошо видны контакты колонии и характер заполнения интерстиции.

Выявление границ органогенной постройки в случае присутствия изолированных биогермов и биостромов особых затруднений обычно не вызывает, так как ограничения их проявлены четко и фиксируются по смене массивных каркасных образований слоистыми осадочными породами. Различаются следующие разновидности этих контактов: 1) плотное примыкание (впритык) — характерно для построек, значительно возвышающихся над дном в процессе роста; 2) включение — свидетельствует о борьбе биогермных организмов с препятствующим их росту терригенным осадконакоплением; 3) линзовидный — характерен для органогенных построек, заключенных в глинистые отложения, 4) облекания — характерен для мелких построек; 5) срастания — извилистое проникновение в тело постройки боковых обломочных пород одновозрастных с биогермом или границы между соприкасающимися биогермами; 6) пестепенный — обусловленный обычно сменой сопутствующих биогерму детритовых известняков бассейновыми детритовыми породами.

В крупных постройках, особенно в рифовых массивах, обычно наблюдается сочетание различных типов контактов с вмещающими породами и в целом постепенные переходы к слоистым образованиям. Для определения границ рифового комплекса ведущее значение имеет анализ палеоценозов и продуктов их разрушения, а также источников осадочного материала.

Возрастная корреляция органогенных построек и разрезов вмещающих отложений всегда представляет собой сложную задачу и требует детального изучения тех и других, а также особого внимания к выяснению характера их контакта.

Диапазон различий во времени формирования органогенного тела и латерально замещающих его пород может быть разнообразным. Чаще всего слоистые породы более молодые (контакты плотного примыкания — впритык, облекания), но могут быть и одновозрастные (контакты вклинения) или одновозрастные лишь частично.

Картирование районов развития органогенных построек, особенно крупномасштабное, сопровождающееся выделением фациальных зон в органогенных телах и фациальной зональности в окружающих отложениях, требует большой подготовительной работы — составления литолого-фациальных профилей и схем корреляции разрезов по типичным и наиболее хорошо обнаженным участкам. Особое внимание следует уделить критериям корреляции. Великолепным маркирующим горизонтом для разнофациальных отложений могут быть, например, прослои бентонитовых глин или примесь пеплового материала. Для правильного понимания структуры необходим учет иногда весьма значительных углов склонов построек и первоначального наклона облекающих осадков. Определение этих углов производится по методу ватерпасов — изначально горизонтальному частичному заполнению осадком пустот в скелетных остатках. Для познания закономерностей распределения органогенных построек и прогнозирования положения их под покровом более молодых отложений весьма полезен комплексный анализ всех имеющихся карт — тектонических, геоморфологических, структурных и геологических, на которых нанесены все известные выходы этих тел.

§ 6. НАБЛЮДЕНИЯ НАД ЦИКЛИЧНОСТЬЮ, РИТМИЧНОСТЬЮ И ПЕРИОДИЧНОСТЬЮ

Повторяемость близких по составу и последовательности наслоения отложений в стратиграфических разрезах известна давно и вот уже более 150 лет используется как эффективное средство для расчленения и корреляции осадочных толщ, палеотектонического и фациального анализов, выявления закономерностей размещения полезных ископаемых, периодичности и направленности эволюции осадочной оболочки Земли. В работах Н. Б. Вассоевича и Е. Г. Гладкова [1], обобщающих монографиях и трудах специальных совещаний [6, 7, 8 и др.], а также в главе «Седиментационная цикличность» настоящего справочника подробно рассматриваются определения исходных понятий, масштабы и формы проявления периодичности геологических процессов.

Методика полевого изучения цикличности, ритмичности и периодичности в строении осадочных толщ описана в ряде методических руководств, составленных Н. Б. Вассоевичем (1948 г.), Н. М. Страховым (1957 г.), Г. А. Ивановым (1956 г.), Л. Б. Рухиным (1969 г.) и др. [4, 5], и характеризуется определенной спецификой. При наблюдениях над цикличностью и периодичностью строения мощных осадочных толщ, обладающих сравнительно ограниченным набором повторяющихся в разрезе разновидностей пород, фациальная принадлежность которых к тому же не всегда может быть однозначно выяснена или достаточно детализирована, ведущее значение имеет петрографическая типизация отложений с обязательным учетом текстурных особенностей пород и имеющихся комплексов органических остатков. К объектам такого характера относятся флишевые, флишоидные, граувакковые, глинисто-сланцевые, соленосные формации, ленточные глины, глинисто-известковые озерные отложения.

Наиболее детально разработанная полевая методика изучения флиша — Н. Б. Вассоевич (1948 г.) и «Спутник полевого геолога-нефтяника» (1954 г.) помогают детально расчленять и коррелировать эти монотонные отложения на площади в десятки и сотни километров. При этом используются закономерности строения и изменения в разрезах элементарных циклов и их сочетаний в крупных циклах более высоких порядков.

Элементарные циклы, в которых нет повторения однотипных пород, имеют обычно мощность от единиц до нескольких десятков сантиметров и, как исключение, в некоторых регионах составляют первые метры. Типизация слагающих их пород проводится на основании гранулярного состава осадков, характера и размерности слойчатости, соотношения механических и химических продуктов осадочной дифференциации, распределения органических осадков и гиероглифов. В карбонатном флише насчитывается до двенадцати литологических разновидностей, которые можно сгруппировать в три звена. В основании, обычно с размывом на подстилающих породах, залегают конгломераты и брекчии, оболомочные известняки или известковые песчаники, характеризующиеся параллельной, либо косой слоистостью (слойчатостью) и знаками ряби по поверхностям наслоения. Среднее звено представлено скрытокристаллическими известняками, мергелями и известковыми глинами, обычно пронизанными ходами илоедов. Верхнее звено слагается обычно бескарбонатными глинами и аргиллитами.

В терригенном флише разнообразие пород меньше, элементарные циклы имеют в основном двучленное строение. В нижнем звене залегают терригенные

породы от конгломератов до алевролитов. Верхнее звено представлено бескарбонатными глинами и аргиллитами, обычно содержащими карбонатные конкреции.

На этапе предварительного осмотра обнажения или керна намечаются определенные интервалы разреза (обычно несколько десятков метров), которые затем послойно описывают, отражая при этом особенности пород (см. § I) и выделяя типовые их разновидности. Эта работа должна сопровождаться детальными зарисовками, фотографированием и сбором ориентированных образцов для эталонной коллекции.

Для дальнейшего описания всего разреза целесообразно использовать специальные бланки, предложенные Н. Б. Вассоевичем, которые значительно ускоряют и упрощают запись полевых материалов и последующую их обработку.

Полевая камеральная обработка собранных данных включает составление рельефных стратиграфических колонок и циклограмм. Последние дают наглядное представление о динамике изменений мощности циклов и соотношений отдельных элементов внутри них, выявляют цикличность более высокого порядка.

Все эти признаки, по мнению Н. Б. Вассоевича (1948 г.), С. Г. Саркисяна, Л. Т. Климова (1955 г.) и других, могут быть использованы для расчленения и корреляции как флишевых, так и других мелкоритмичных толщ. Построение циклограмм производится следующим образом: на вертикальной прямой линии через равные промежутки восстанавливаются перпендикуляры, на которых в определенном масштабе и в стратиграфической последовательности откладываются мощности слоев или звеньев элементарных циклов. Вершины получившихся отрезков соединяются прямыми линиями.

Существуют также способы анализа цикличности высоких порядков, основанные на сравнении кривых степени асимметрии строения циклов (отношение мощности нижнего звена к мощности верхнего звена в терригенном флише или суммарной мощности второго и третьего звеньев — в карбонатном).

Помимо описанных выше отложений с мелкой, но отчетливо проявленной ритмичностью встречаются монотонные толщи кремнисто-сланцевых, сульфатно-карбонатных и других пород, в которых заметной закономерности повторения отдельных литологических разновидностей в полевых условиях не наблюдается. В этих случаях приходится ограничиваться послойным, иногда более дробным (поинтервальным) опробованием. Скрытая периодичность строения таких толщ выявляется впоследствии при анализе лабораторных данных по соотношению породообразующих минералов и особенностям геохимического распределения элементов.

При изучении полифациальных толщ, характеризующихся сложным строением и значительной мощностью циклов (десятки метров), необходим комплексный подход к типизации повторяющихся интервалов разреза. В качестве звеньев таких циклов здесь выступают часто не отдельные слои, а целые пачки, обладающие определенным набором первичных особенностей осадков, отражающим общность условий их формирования. К числу этих признаков относятся минеральный состав, структура, характер слоистости и слойчатости поверхностей наслоения, тип тафоценоза и палеоценоза ископаемых остатков фауны и флоры, наличие диагенетических конкреций.

Такой подход к типизации элементов циклов целесообразно применять для угленосных, в первую очередь — паралических формаций, молассовых толщ, пестроцветных карбонатно-терригенных отложений межгорных впадин. Для всех

перечисленных терригенных формаций могут быть использованы методические приемы и способы полевой обработки данных, детально разработанные на примере паралических толщ и описанные в трудах Ю. А. Жемчужникова, Г. А. Иванова, Н. В. Логвиненко, А. П. Феофиловой, П. П. Тимофеева, А. В. Македонова и многих других исследователей.

Следует отметить некоторые важные для полевого изучения особенности цикличности отложений. Циклы паралических отложений мощностью 5—20 м, иногда 40 м, включают весьма широкий набор терригенных и, в меньшей мере, карбонатных пород, относящихся к континентальной, переходной и мелководноморской группам фаций [7]. Нижняя граница циклов обычно проводится по появлению первых признаков трансгрессии, выражающейся наличием огрубелого кластического материала. Пласты угля в этом случае попадают в среднюю часть циклов, что облегчает прослеживание их изменений. Циклы второго и более высоких порядков (мощность, соответственно, 30—50 м, 100—150, 300—450 м) устанавливаются по закономерному изменению соотношений литогенотипов и фаций в циклах первого порядка, степени асимметрии их строения, появлению новых элементов и другим признакам.

В молассовых и близких к ним терригенных толщах межгорных впадин набор пород ограничен. Циклы, мощность которых широко варьирует от единиц до десятков метров, часто выражены неотчетливо, особенно при преобладании русловых фаций. Крупная цикличность устанавливается в этих толщах главным образом по появлению среди континентальных отложений пачек морских или лагунных осадков.

В карбонатных толщах цикличность часто проявлена менее контрастно, чем в угленосных отложениях. Исключением являются морские отложения геосинклинальных областей (В. И. Марченко, 1967 г.). Цикличность должна детально описываться в полевых условиях. Критериями для выделения циклов (ритмов) являются повторения одинаковых или сходных следующих особенностей пород.

1. Структурные особенности пород: наличие обломочных разновидностей (аутигенных брекчий, известняковых песчаников и др.), соотношение в известняках зернистых и илистых компонентов.

2. Изменения минерального состава — соотношение породообразующих минералов, главным образом доломита и кальцита.

3. Колебания содержания глинистого материала, выражающиеся обычно в изменении прочности пород.

4. Различия в слоистости и слойчатости пород и мощности отдельных слоев.

5. Появление различных следов жизнедеятельности организмов — следов ползания, зарывания, прикрепления и т. д.

6. Изменения состава тафоценозов и палеоценозов органических остатков, биоморфных пород и органогенных построек.

7. Наличие слоев или пачек некарбонатных отложений — пепловых туфов, глин, аргиллитов, гипсоносных пород и др.

8. Наблюдение над характером поверхностей наслоения, определение перерывов и приостановок в осадконакоплении по наличию эрозионных контактов, ожелезнению и другим признакам.

Нижняя граница циклов проводится обычно по началу трисгрессивного ряда пород и часто отмечается перерывом или приостановкой в накоплении осадков. Различаются полные и сокращенные циклы. Мощность их изменяется от 2 до 10—30 м, причем наиболее крупные циклы возникают при наличии в них тер-

ригенного материала, а также прибрежно-морских и мелководных отложений. Циклы второго порядка в платформенных условиях имеют мощность около 100 м и определяются сменой крупных фациальных единиц, например мелководноморских и лагунных обстановок.

Основой полевого изучения цикличности отмеченных выше толщ является послойное описание разрезов и составление крупномасштабных рельефных литолого-фациальных стратиграфических колонок с выделением циклов различного типа и порядка. Для терригенных толщ рельефом колонок отражается обычно гранулярный состав осадков.

§ 7. НАБЛЮДЕНИЯ НАД КОНКРЕЦИЯМИ

Методика наблюдений разработана главным образом для изучения конкреций в осадочных породах (У. А. Тарр, 1936 г.; У. Х. Твенхофел, 1936 г., М. С. Швецов, 1948 г.; А. В. Македонов, 1948 г., 1954 г., 1957 г.; Г. И. Бушинский, 1954 г.; 1962 г.; П. В. Зарицкий, 1956 г., 1959 г., 1970 г.; З. В. Тимофеева, 1957 г. и др.).

Полевые исследования необходимо проводить всегда вместе с комплексным литологическим описанием вмещающих пород, уделяя конкрециям особое внимание. При поисках и выделении конкреций опираются на признаки их специфики, описанные выше. В большинстве осадочных толщ макро- и мегаконкреции легко выделяются в обнажении по форме, плотности, цвету, а в кернах — по плотности и цвету; конкреции карбонатные по составу хорошо выделяются и предварительно разделяются обработкой HCl и NH_4OH по специальной методике (А. В. Македонов, 1954 г.; А. В. Македонов, П. В. Зарицкий, 1968 г.).

Описываются в поле: морфология, состав (приближенно), размер, текстура, характер залегания с выделением, как указано выше, отдельных конкреций, конкреционных сростков и скоплений; признаки сравнения конкреций и вмещающей породы (в частности, связь со слоистостью и другими текстурными элементами); количественное распределение конкреций и наметившиеся различные группы их в изученном интервале.

Рекомендуется такая схема последовательности описания.

1. Вмещающая порода (по латерали и нормали), ее признаки (в целом и в точке нахождения конкреций).

2. Положение конкреций в выделенном слое породы.

3. Форма залегания — одиночная, сросток, скопление (конкреционные прослои и др.).

4. Размеры в двух измерениях — толщина (мощность) и длина по выходу (l) в данном сечении.

5. Форма (по принятой определенной морфологической классификации). Желательно также показать ее схематической зарисовкой или фото.

6. Цвет — с поверхности, в корке выветривания (если она выделяется) и свежем изломе.

7. Характер протекания реакции 10%-ной HCl в свежем изломе и корке выветривания, по шкале, предложенной А. В. Македоновым и П. В. Зарицким (1968 г.), и при дополнительном опробовании NH_4OH. При отсутствии вскипания на холоду опробование проводится в порошке.

8. Внутреннее строение (текстура) конкреций — с разделением текстур, созданных процессом роста конкреций (в диагенетических и катагенетических

конкрециях) и остаточных текстур осадка, в котором росла конкреция. Соотношение с текстурой вмещающей породы (в частности, обтекаются или не обтекаются конкреции ее слоистостью, как именно обтекаются). Особо отмечаются текстуры поверхности конкреций (например, бугристые или гладкие и т. д.).

9. Вторичные текстуры и новообразования в конкрециях — трещиноватость, выделения по трещинам, классификация типа трещиноватости (А. В. Македонов, 1973 г.); новообразования, более позднедиагенетические или катагенетические в раннедиагенетических конкрециях (П. В. Зарицкий, 1970 г., 1971 г.). Эти выделения часто представлены сульфидами цветных металлов в некоторых фосфатных и карбонатных конкрециях. Так называемые септарии выделяются как частный случай.

10. Органические остатки в конкрециях — их состав, залегание, степень сохранности — сравниваются с составом и сохранностью органических остатков во вмещающей среде.

11. Тип скопления конкреций, соотношение внутри них размерности конкреционных тел и промежутков породы между ними определяются с приближенной количественной оценкой, необходимой для вычисления коэффициента конкреционосности и других количественных показателей конкреционных комплексов.

При всех этих наблюдениях проводится по возможности детальный и представительный отбор образцов для последующих камеральных и лабораторных исследований.

При детальных литогенетических и стратиграфических исследованиях важно добиваться не выборочного, а полного установления всех горизонтов залегания конкреции в нормальном разрезе. Это необходимо и для правильного качественного определения конкреционного комплекса и особенно для определения количественных параметров. Выборочные определения отдельных непредставительных образцов могут приводить к большим ошибкам при конкреционном анализе. Например, для правильной оценки господствующей климатической обстановки нужно учитывать хотя бы приближенное, но достоверное соотношение Fe- и Ca-карбонатных конкреций в комплексе конкреций данного слоя или пачки слоев и характер их варнаций в нормальном разрезе и на площади.

Вместе с тем не надо добиваться чрезмерной точности подсчетов. Методика подсчетов конкреций описана в литературе на примерах угленосных и неугленосных формаций Печорского, Донецкого, Кузнецкого и других бассейнов. Подсчитываются коэффициенты конкреционосности (КК), т. е. объемной доли содержания конкреций в данной толще, которому приближенно соответствуют линейный подсчет — процент отношения суммарной мощности пересечений конкреций в данном нормальном разрезе к общей мощностн вмещающей толщи (А. В. Македонов, 1954 г.; В. М. Тимофеев, 1957 г.; А. В. Македонов, П. В. Зарицкий, 1968 г.); коэффициенты частоты конкрециеобразования (количество конкреционных прослоев на единицу разреза), относительной встречаемости различных групп конкреций и т. д.

Уже при полевых работах и затем при всей последующей обработке полевых материалов все данные конкреционного анализа сопоставляются с данными литогенетического анализа вмещающих пород и их парагенезиса. При этом надо учитывать, что свойства конкреций отражают условия образования не только непосредственно вмещающих пород, но и элементарного парагенезиса осадков и пород, связанного с единой ландшафтной обстановкой и типом движений субстрата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б., Гладкова Е. Г.* О необходимости упорядочения терминклатуры, связанной с периодичностью и цикличностью литогенеза, нефтеобразования и других природных явлений. — В кн.: Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых. М., Наука, 1973, с. 9—31.

2. *Иванова И. Н.* Двустворчатые моллюски и условия осадконакопления (литолого-палеоэкологический и актуалистический анализ позднепалеозойских отложений юга Западной Сибири и мелководья некоторых морей СССР). М., Наука, 1973, 164 с.

3. *Ископаемые* органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М., Наука, 1975, 235 с.

4. *Карогодин Ю. Н.* Ритмичность осадконакопления и нефтегазоносность, М., Недра, 1974. 176 с.

5. *Методические* указания по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Л., Недра, 1974.

6. *Основные* теоретические вопросы цикличности седиментогенеза. М., Наука, 1977, с.

7. *Периодические* процессы в геологии. Л., Недра, 1976, 262 с.

8. *Ритмичность* природных явлений. Л., Наука, 1973, 255 с.

Глава 21

ЛАБОРАТОРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

§ 1. ОБЩАЯ СХЕМА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Лабораторные методы исследования осадочных пород охватывают собственно аналитические методы исследования и методы подготовки проб и разделения минералов на фракции по их физическим и химическим свойствам. Важнейшими аспектами этих исследований являются обработка, хранение и интерпретация первичной аналитической информации.

Начинаются лабораторные исследования осадочных пород с подготовки исходной пробы к аналитическим исследованиям. Соотношение различных методов подготовки проб, их связь с аналитическими методами исследования, возможности их рационального комплексирования показаны на рис. 21-1. Некоторые методы подготовки проб могут быть непосредственно использованы для получения аналитической информации о вещественном составе и структурных особенностях осадочных пород. К ним относятся различные виды гранулометрического и морфологического анализов, выделение нерастворимого остатка и минералов тяжелой фракции и др.

Выбор метода подготовки проб в значительной мере предопределяет степень достоверности результатов любых аналитических исследований осадочных пород. Если применяемый метод заметно искажает исследуемый признак породы, аналитическое изучение этого признака теряет смысл. С этим связаны основные трудности подготовки проб и высокий уровень современных требований, предъявляемых к ее качеству. Так, при механической дезинтеграции проб требуется исключить или, по крайней мере, свести к минимуму заражение проб материалом дробящих и истирающих механизмов и ранее измельченных проб. При подготовке к гранулометрическому и морфометрическому анализам рыхлых и слабосцементированных обломочных пород необходимо обеспечить возможно более полную дезагрегацию породы, не допуская при этом разруше-

ния и истирания мономинеральных частиц, слагающих агрегаты. Во многих случаях это требование предъявляется и к методам дезинтеграции плотносцементированных обломочных пород.

При использовании химических методов дезинтеграции и удаления отдельных компонентов породы (например, различных по минеральному составу типов цемента) необходимо тщательно подбирать условия, обеспечивающие максимально высокую избирательность воздействия применяемых химических реагентов на данные минеральные компоненты [9].

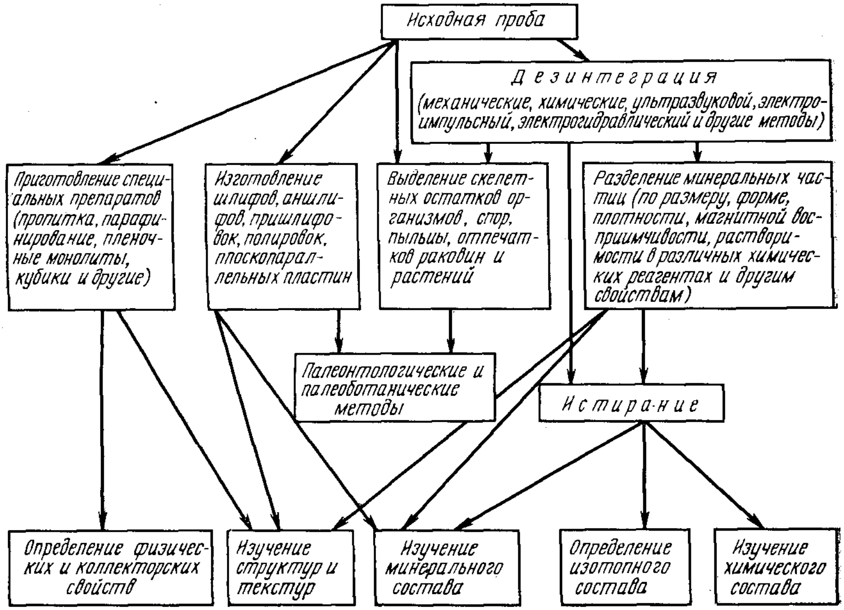


Рис. 21-1. Общая схема подготовки осадочных пород к аналитическим исследованиям

При отборе части пробы для каких-либо исследований большое значение имеет правильное ее сокращение (квартование), обеспечивающее получение представительной пробы требуемого объема, точно отвечающей по составу исходной массе породы.

В последние годы все более широко применяются различные приборы и автоматизированные установки, обеспечивающие не только высокое качество, но и высокую производительность при подготовке проб. Хорошо зарекомендовали себя в практике лабораторных исследований отечественные керамические истиратели ЛДИ-60 и ЛДИ-209, электромагнитные вибрационные ротапы и прободелители, выпускаемые фирмами «Реч» и «Фрич» (ФРГ), а также автоматизированная установка УОЛП-15, обеспечивающая высокое качество дезагрегации при одновременной подготовке 15 проб рыхлых и слабосцементированных пород для гранулометрического анализа.

Аналитические методы исследования осадочных пород обеспечивают возможность изучения самих пород, минералов, химических элементов и изотопов. Широкое внедрение современных инструментальных методов позволило в по-

следние два десятилетия почти во всех видах аналитических исследований резко повысить производительность труда и перейти от качественных оценок к точным количественным и полуколичественным определениям. Комплекс методов, которые применяются после того, как проба подготовлена к анализу (см. рис. 21-1), показан на общей схеме аналитических исследований осадочных пород (рис. 21-2).

Аналитическое изучение сцементированных осадочных пород всегда следует начинать с их исследования в шлифах (Н. М. Страхов и др., 1957 г.). При макроскопическом изучении пород в полевых условиях многие особенности их строения и вещественного состава не улавливаются. С помощью тонких аналитических методов исследования можно детально изучить отдельные признаки и компоненты породы, однако такое изучение не дает представления о породе в целом. Когда непосредственно переходят от полевых наблюдений к тонким аналитическим исследованиям, минуя изучение породы в шлифах, теряется чрезвычайно ценная информация об условиях и истории формирования породы. Именно микроскопическое изучение пород в шлифах восполняет пробел и обеспечивает необходимую преемственность от достаточно грубых полевых наблюдений к тонким аналитическим методам их исследования. Предварительное изучение пород в шлифах оказывает исследователю, кроме того, большую помощь при постановке задач и определении стратегии дальнейших лабораторных исследований пород.

Для изучения структур, текстур и коллекторских свойств осадочных пород более широко применяются (S. Sarkisyan, 1971 г.) сложные оптические и телевизионно-оптические системы, позволяющие в автоматическом и полуавтоматическом режимах производить количественный подсчет частиц определенного размера, формы и минерального состава, изучать количественную основу порового пространства, автоматическим путем получать информацию о геометрии отдельных частиц и пор (площадь, периметр, длина осей и т. д.), протяженности и преимущественной ориентировке границ минеральных зерен, трещин и других параметров (С. Саркисян, 1971 г.). Такие системы, как правило, укомплектованы электронно-вычислительными устройствами, обеспечивающими накопление и экспрессную статистическую обработку результатов наблюдений по стандартным или специально составленным для решения каких-либо частных задач программам [6]. С наибольшим эффектом такие системы используются при изучении в шлифах, штуфах, пришлифовках и полировках структурных и текстурных особенностей плотносцементированных обломочных пород. Возможности их применения для изучения минерального состава пород ограничены.

При исследовании формы песчаных зерен [5] из рыхлых и слабосцементированных отложений весьма перспективен предложенный Л. Б. Рухиным (1962 г.) метод их разделения с помощью вибрационного сепаратора.

Методы изучения химического состава осадочных пород при всем их многообразии не заменяют, а дополняют друг друга. Одни из них позволяют определять содержания основных породообразующих элементов, другие — элементов-примесей, третьи — определенной группы химических элементов. Возможности применения каждого из этих методов разные и зависят от типа породы, примерного содержания в ней определяемого элемента, присутствия других элементов. Поэтому для решения вопроса о рациональном комплексировании методов изучения химического состава породы необходима предварительная ориентировочная оценка ее валового состава, которую проще всего получить, про-

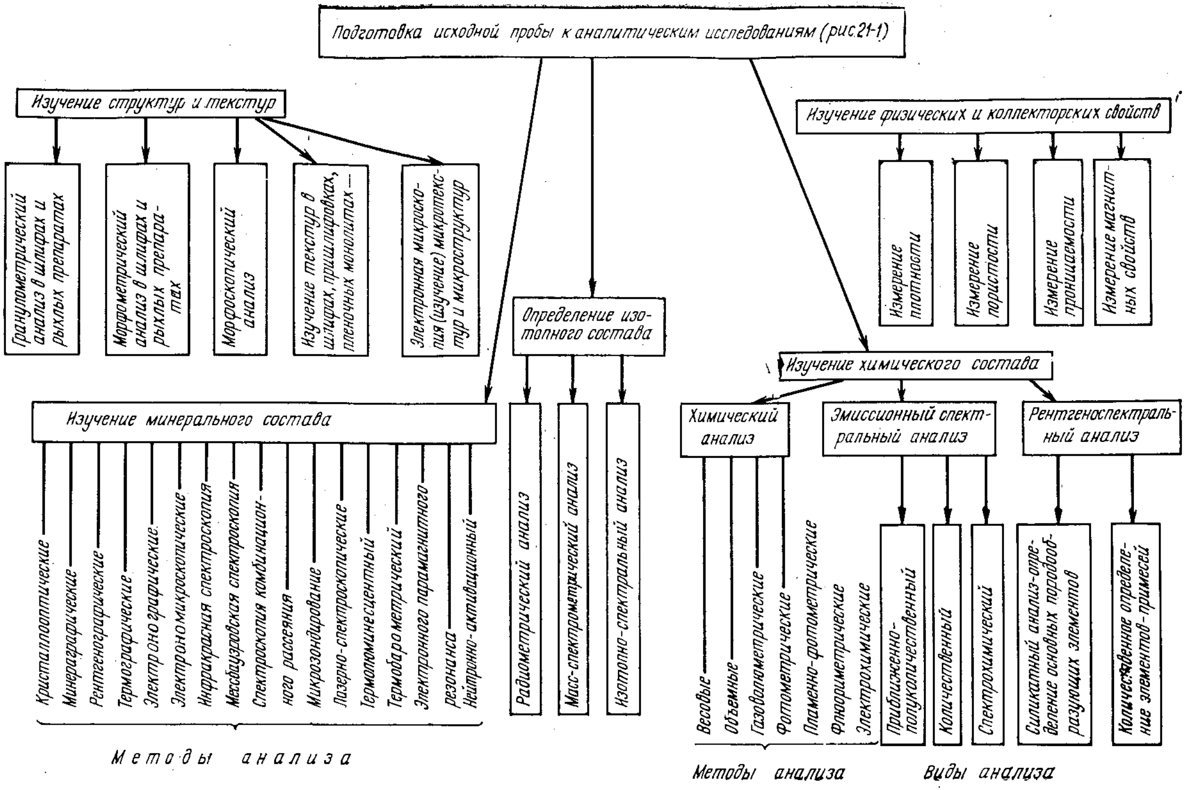


Рис. 21-2. Общая схема аналитических исследований осадочных пород

ведя приближенно-количественный спектральный анализ на 45 элементов. Окончательное решение при выборе метода исследования следует принимать совместно с представителем лабораторной службы исходя из задач исследования и состава анализируемой породы.

Наиболее массовым методом изучения химического состава осадочных пород в настоящее время является эмиссионный спектральный анализ. Внедрение в практику спектроскопических исследований плазмотронов и многоканальных квантометров, обеспечивающих более высокую точность и экспрессность спектрального анализа, обеспечило дальнейшее развитие этого метода на строгой количественной основе и сделало его одним из наиболее перспективных количественных методов исследования химического состава горных пород.

Из других методов этой группы весьма перспективными являются методы рентгеноспектрального анализа и атомно-абсорбционный анализ [1, 11], возможности которых по мере разработки и внедрения все более совершенной аппаратуры быстро расширяются.

При изучении минерального состава осадочных пород ведущую роль играют традиционные кристаллооптические методы исследования (В. Б. Татарский, 1965 г.). Наиболее универсальным из них был и остается иммерсионный метод [4, 9, 13], который широко используется при изучении всех типов осадочных пород.

Для исследования минерального состава карбонатных, сульфатных, глинистых пород, бокситов и некоторых других видов минерального сырья, связанного с осадочными породами, наиболее эффективно комплексное применение термического и рентгеноструктурного анализов и др. [1, 8, 12].

Совершенствование термоаналитической аппаратуры и методов термического анализа существенно расширило в последние годы возможности этого вида исследований и обеспечило переход от качественных оценок минерального состава названных выше типов пород к точным количественным определениям.

Для изучения газообразных продуктов диссоциации, образующихся при нагревании карбонатов, сульфатов и некоторых других минералов, обычно применяются масс-спектрометрический, газотитриметрический и газохроматографический методы.

Опыт, накопленный в области фазового минералогического анализа осадочных пород методами, инфракрасной, мессбауэровской спектроскопии и спектроскопии комбинационного рассеяния, еще недостаточен для окончательной оценки возможностей этих методов. В настоящее время они успешно используются лишь для решения частных задач [10].

Широкое внедрение в течение двух последних десятилетий современных инструментальных методов привело не только к повышению метрологического уровня аналитических исследований осадочных пород, но и к резкому увеличению общего объема аналитической информации. Резко возросли и затраты рабочего времени, необходимого на ее обработку. В связи с этим возникла необходимость разработки и внедрения в практику лабораторных исследований принципиально новых методов регистрации, обработки и хранения первичной аналитической информации (ПАИ). В настоящее время эта проблема успешно решается с помощью современной электронно-вычислительной техники и средств автоматизации.

Аналитические исследования осадочных пород можно проводить методами (рис. 21-3): 1) с визуальной и фотографической регистрацией результатов,

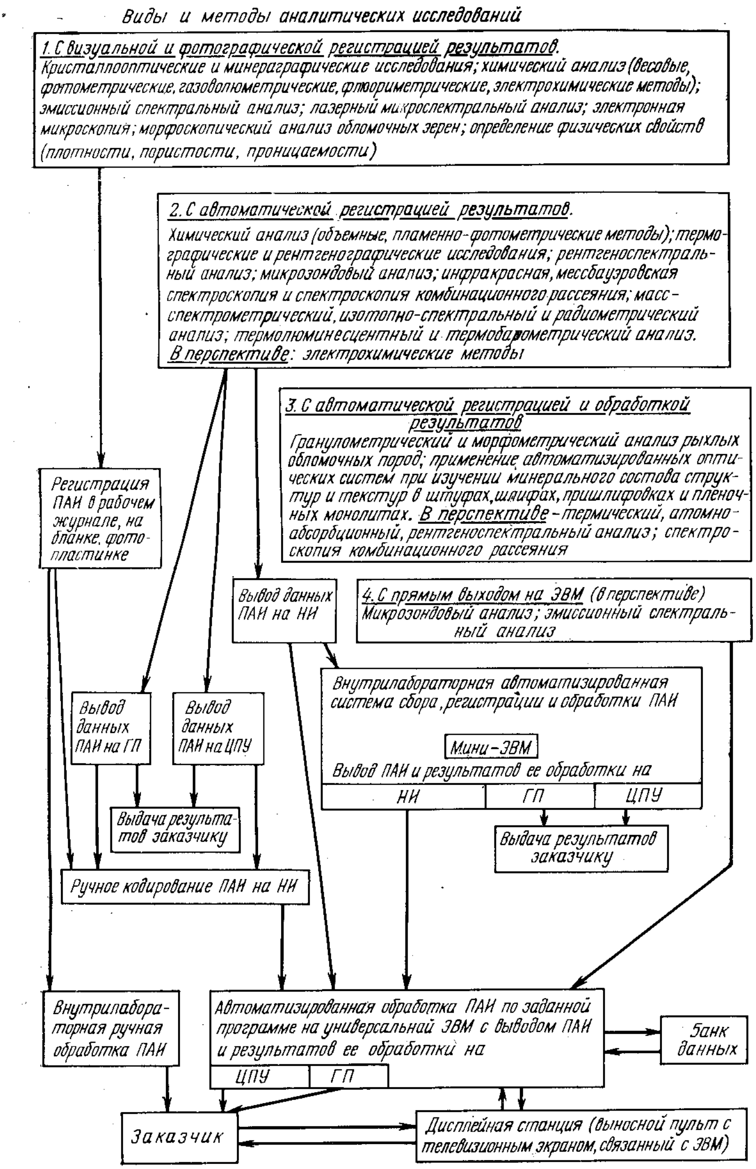


Рис. 21-3. Общая схема регистрации, обработки и хранения результатов аналитических исследований осадочных пород

2) с автоматической регистрацией результатов, 3) с автоматической регистрацией и обработкой результатов. На рисунке показаны возможности применения существующих методов регистрации, обработки и хранения результатов первичной аналитической информации для каждой из выделенных групп с учетом как современного состояния, так и перспективы развития отдельных аналитических методов.

Приведенная схема лабораторных исследований осадочных пород (см. рис. 21-3) не является обязательной программой их изучения. В каждом конкретном случае выбор рационального комплекса методов должен определяться задачами проводимых исследований. При этом необходимо учитывать особенности вещественного состава и строения породы и возможности аналитических методов исследования. В общем случае целесообразно начинать изучение породы в целом с описания шлифов, последовательно переходя к определению отдельных компонентов и особенностей строения пород, затем слагающих ее минералов и, наконец, химических элементов и изотопов.

§ 2. МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ

В осадочных породах кроме минералов присутствуют обломки пород, или литокласты, органогенные компоненты, или биокласты, а в современных осадках — техногенные компоненты. Минералого-петрографическое изучение состава осадочных пород включает определение минерального состава, структуры и текстуры (некоторые особенности микротекстур).

Минералого-петрографическое изучение начинается уже в полевых условиях визуальными методами. Однако полным и достоверным оно может стать лишь при применении всего комплекса традиционных и новых лабораторных методов, главнейшим из которых является изучение в шлифах под поляризационным микроскопом. Использование других методов уточняет и дополняет его: в пришлифовках в основном устанавливают текстуру более крупного масштаба, чем видимую в шлифах; с помощью гранулометрического анализа выявляют зернистость (размеры зерен); применение иммерсионного, шлихового, хроматического, капельного, термического, химического, рентгеноструктурного, электроноскопического, электронографического, люминесцентного и других анализов дает возможность определить в основном минеральный состав, а также особенности структуры минералов (в некоторых случаях сканированием под электронным микроскопом — тончайшую структуру и текстуру). Особыми методами определяют физические свойства пород и минералов: плотность, объем, пористость и прочность их.

Изучение в шлифах. Исследуя породы в шлифах, решают следующие задачи:

1) всестороннее исследование породы, в частности углубленное изучение ее структуры и состава;

2) стадиальный анализ — выделение генераций минералов и структурно-текстурных преобразований и установление истории формирования породы;

3) определение видов и методов дальнейшего исследования;

4) обобщение данных других методов, освещающих отдельные стороны или компоненты.

При изучении породы в шлифах определяют: 1) название породы, 2) строение, т. е. структуру и текстуру, 3) минеральный состав, 4) включения, 5) по-

ристость, 6) вторичные изменения, 7) прочие признаки. Название породы дается после изучения, но удобнее его ставить в начале описания, что сразу показывает, к какой породе относится описание.

Строение породы выражается ее структурой, текстурой и упаковкой зерен. Оно изучается в шлифе всесторонне, если позволяет зернистость. Полнее всего могут быть изучены песчаные, алевритовые и отвечающие им по зернистости другие породы.

Размер зерен в шлифах искажается за счет пересечения плоскостью шлифа многих (В. П. Батурин, 1947 г.) зерен не через их центр. Поэтому подсчет лучше проводить в ориентированных шлифах параллельно слоистости (Методы,..., т. 1, 1957 г.), так как в этом случае зерна будут пересекаться по наибольшему числу сечений. Просчитывают не менее 300 зерен подряд, без пропусков. Можно выражать размеры зерен в делениях окуляра-микрометра, и, задавшись определенными границами фракций, отмечать попадающие в них зерна «колышками», как это рекомендует В. П. Батурин (1947 г.).

Для гранулометрического анализа в шлифах можно использовать любую шкалу. Однако десятичная шкала слишком груба, т. к. ее интервалы неравномерны. Поэтому пользуются шкалой В. П. Батурина (1942 г.), в интервале 0,01—1 мм предусматривающей выделение 20 или 15 фракций, или несколько менее дробной шкалой, совпадающей с размерами ячеек (мм) ситового стандарта ГОСТ—218—43: 0,01—0,05; 0,05—0,07; 0,07—0,11; 0,11—0,15; 0,15—0,21; 0,21—0,30; 0,30—0,42; 0,42—0,59; 0,59—0,84; 0,84—1,0.

В шлифах, изготовленных параллельно слоистости, измеряют наименьший в плоскости шлифа диаметр, поскольку вероятнее всего он окажется средним, т. е. эффективным, определяющим прохождение зерна через сито соответствующего диаметра (зерна как бы просеиваются через набор сит). Однако в шлифах, перпендикулярных слоистости, лучше измерять наибольший диаметр, тем более что он чаще всего сильно «сокращается» за счет срезания зерен не через их центр. Это тем не менее не избавляет от необходимости вносить поправки в результаты измерений. А. М. Журавский (1932 г.) установил, что наблюдающийся в шлифах средний диаметр песчаных зерен приблизительно на 25% меньше действительного, и его надо умножать на 1,25, чтобы получить истинный средний диаметр. У. Крумбейн считает оптимальным коэффициент 1,27. В. Н. Шванов и А. Б. Марков предложили формулы расчета истинных содержаний определенных гранулометрических фракций по измерениям в шлифе, а также коэффициенты 1,12, 1,15 и 1,8 соответственно для третьей (большей) квартили, медианы и первой квартили. Для оценки содержания глинистого вещества, без которого гранулометрический анализ не считается полным, при помощи планиметрического окуляра-сетки измеряют площадь глинистого цемента и относят ее к площади обломков. Приблизительные подсчеты показывают, что при равном в породе содержании зерен и цемента в шлифе за счет среза не через центр зерен их общая площадь снижается до 40%, а площадь цемента увеличивается, достигая 60%. Этим определяется приблизительная поправка в ±10% на 50% компонента, или 5—7% — на 30—40% и т. д. Вопрос о сопоставлении результатов гранулометрических анализов, произведенных разными методами, до конца не решен.

Форма зерен в шлифах не видна так полно, как в иммерсионных препаратах или под бинокуляром, когда изучается дезинтегрированная порода. Тем не менее при описании шлифов необходимо стремиться полнее охаракте-

ризовать форму зерен по изометричности, угловатости зубчатости и правильности. Для каждого из признаков приводится математическое выражение. Правильность — степень приближения к формам геометрических фигур — чаще всего выражается идиоморфностью кристаллов или идиоформностью раковин, обломков пород, стекла и т. д. Обычно она оценивается по двухбалльной шкале: правильное — неправильное, идиоморфное — неидиоморфное зерно. При трехбалльной шкале выделяют промежуточную степень, например форму «довольно идиоморфную», «близкую к идиоморфной» (субромбоэдрическую у доломита и

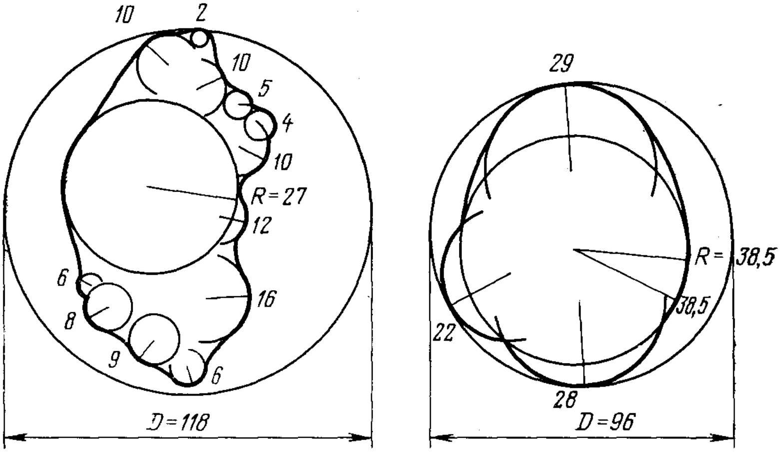


Рис. 21-4. Измерение радиуса кривизны углов зерна и вписанной окружности (мм) для вычисления коэффициента округленности

т. д.). Когда отмечается факт правильности, следует ее описать (кубическая, призматическая, шпатовая, шаровая и т. д.). Степень зубчатости может оцениваться более строго: как отношение поверхности зерна к поверхности вписанного в него тела, не имеющего зубцов, и качественно — выделением сильно-, средне- и слабозубчатых и незубчатых зерен (последнее обычно не фиксируется).

Угловатость, или, если использовать противоположное свойство для характеристики той же стороны формы, округленность, определяется количеством (удельным, приходящимся на поверхность зерна) ребер и градусной величиной их углов (обратная зависимость), обычно выражаемой диаметрами (или радиусами) кривизны углов. Термин «округленность» неудачен. По смыслу он отвечает вторичному округлению, т. е. окатыванию. Поэтому «окатанность» употреблять предпочтительнее. Если же иметь в виду более общее свойство, включающее, помимо окатанности, например, оолитовую, конкреционную, онколитовую первичную округлость, более уместен термин «округлость», несущий лишь морфологическое содержание. Пример вычисления коэффициента окатанности, или, по Уеделлу, округленности (рис. 21-4), приводит Л. Б. Рухин (1961 г.). Значительно сокращает время измерения применение вмонтированной в микроскоп прозрачной линейки с нанесенными на нее все возрастающими окружностями. В. Н. Шванов за час измерял 50—60 зерен. Более быстро окатанность можно оценить по способу, разработанному Л. Б. Рухиным для га-

лек. Визуально подряд сравнивают 50—100 зерен со шкалой окатанности (см. рис. 21-4) и определяют их балл, затем умножают количество зерен данной группы (фракции по окатанности) на их балл и сумму произведений делят на количество измеренных зерен; для выражения окатанности в процентах частные умножают на 25. Описан способ машинной сепарации зерен по окатанности (А. И. Преображенский, С. Г. Саркисян, 1954 г.; Л. Б. Рухин, 1961 г.).

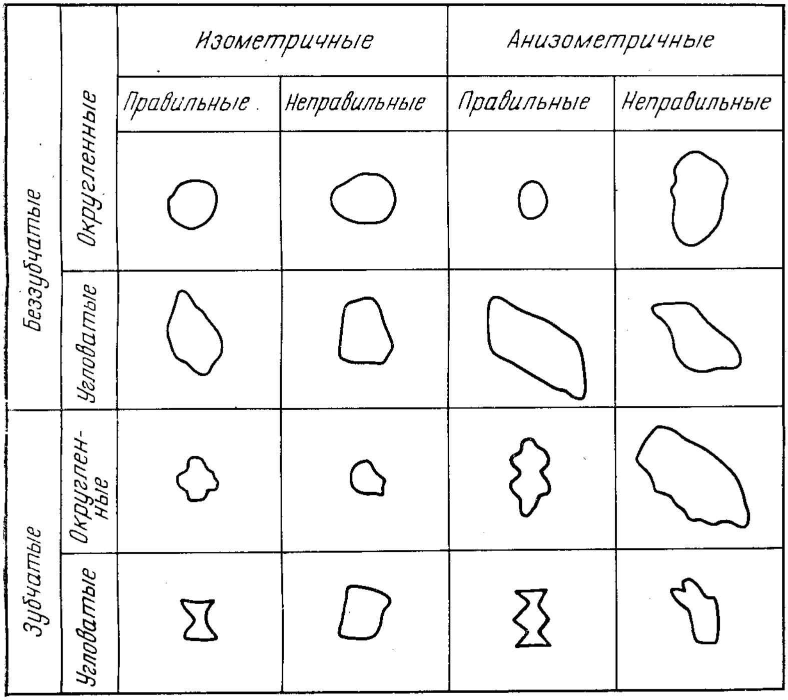


Рис. 21-5. Типы форм зерен (волжские гальки), по А. И. Преображенскому

Нередко форма зерен оценивается по их сферичности — степени приближения к форме шара. Эту степень вычисляют математически (В. Н. Шванов, 1969 г.). Наиболее удобны при работе со шлифами коэффициенты проекционной сферичности Рилея и Пиев, соответствующие корню квадратному величин отношения диаметра вписанного к диаметру описанного круга (по Рилею) или — короткой оси зерна к длинной (по Пиям). Понятие сферичности близко к понятию изометричности, а сам термин несколько двусмыслен, так как близок к «округленности», «окатанности». Если окатанность в наибольшей степени зависит от среды и влияющих процессов, то сферичность — главным образом от первоначальной формы. Корреляционная связь ее с окатанностью сложная, нередко обратная: овальные зерна имеют высшую степень окатанности и низкую — сферичности; зернам граната, например, присущи высокая степень сферичности и нулевая окатанности.

Помимо окатывания, существенное вторичное воздействие на форму зерен оказывают коррозия, регенерация и перекристаллизация, а также механическая деформация. Коррозия происходит на разных стадиях литогенеза и выражается появлением неправильной большей или меньшей зубчатости, лапчатости или ямчатости зерна первично простой формы (рис. 21-5). При далеко зашедшем процессе корродирования от зерна остается небольшой целик извилистых очертаний, в котором иногда трудно установить первичный облик зерна. Поэтому следует отмечать не только слабую, среднюю или сильную степень корродированности, но и закономерности ее наложения на зерна определенных состава (минеральная избирательность), размера и формы (морфологическая избирательность), а также положения в породе. Выясняются стадии (время), место и причины коррозии (корродирующий минерал или процесс). Коррозии подвергаются кристаллы, особенно легко темноцветные, органические остатки и литокласты, обломки вулканического стекла. Нередко коррозия развивается настолько интенсивно, что приводит к мобилизации и перемещению внутри пласта и толщ больших масс минерального вещества и сокращению их мощности.

С коррозией тесно связан процесс стилолитообразования, когда растворению в твердом состоянии под давлением подвергаются отдельные зерна и зоны пластов, чаще всего параллельные их слоистости. Зерна приобретают зубчатый контур с двух сторон, тогда как на смежных сторонах, обычно вертикальных, происходит регенерация, сохраняющая первичный контур зерна. Она также усложняет форму. Лишь при свободном росте, который осуществляется без нагрузки (например, в платформенных угленосных отложениях) могут образоваться идиоморфные кристаллы, обрастающие регенерационной каймой почти со всех сторон. Регенерации кварца способствуют низкие значения pH, а регенерации полевых шпатов и карбонатов — высокие.

Механические деформации менее прочных зерен обычны в граувакках: слюды, глауконит, литокласты глин и эффузивов при уплотненни изгибаются, обжимаются вокруг зерен кварца, кварцитов, кислых эффузивов, которые нередко внедряются в них (инкорпорация).

Определение формы зерен можно производить по таблице типов форм (А. И. Преображенский, С. Г. Саркисян, 1954 г.), основанной на дихотомии изометричности, угловатости (окатанности), правильности и зубчатости (см. рис. 21-5). По этому признаку возможна детализация, прежде всего по окатанности — до трех или пяти градаций (баллов) и изометричности (изометричные, уплощенные, удлиненные и удлиненно-уплотненные, или шпатовые).

Полезно строить простые графики, характеризующие связь формы и размера зерен: по оси абсцисс откладываются вариации признака формы, по оси ординат — процентные содержания зерен данной градации, или балла. Гетерогенность выявляется уже при трехстепенном расчленении признака (например, окатанные, полуокатанные и неокатанные зерна), но чаще приходится расчленять его более дробно.

Текстура или характер расположения зерен в породе из-за малого размера шлифа представляется ограниченно. Поэтому грубо- и среднезернистые породы чаще всего оказываются неслоистыми и с беспорядочной текстурой, хотя в образце они могут быть четко слоистыми. При наличии слоистости она описывается так же, как в образце. Отмечаются ее мощность, степень выраженности (четкость) и выдержанности (выдержанная или линзовидная); чем

выражена слоистость: сменой ли цвета, состава, градационным изменением величины зерна или послойным распределением примесей, включений и т. п. Описываются все нарушения слоистости, к которым относятся оползневые складки, разрывы, ходы илоедов, текстуры замещения и следы перераспределения вещества. В шлифах обнаруживаются текстуры разных порядков и стадий. Например, в оолитовом известняке с беспорядочной текстурой породы отчетлива концентрическислоистая или оолитовая текстура оолитов и накладывающаяся на нее более поздняя радиальная, сферолитовая. Полно выявляются тончайшие текстуры стенок раковин, зарождающаяся сланцеватость и другие метагенетические текстуры.

Укладка, как и строение цемента, рассмотрены ниже.

Минеральный состав в шлифе наиболее полно может быть изучен при использовании дополнительного иммерсионного [4, 12, 13] и других методов. Это, однако, не означает, что все минералы определяются одинаково легко и уверенно. В микрозернистых смесях остаются незамеченными некоторые породообразующие минералы, например глинистые в мергелях (сильная маскировка карбонатом), кремнезем в красных яшмах (из-за железистого пигмента).

После просмотра шлифа производится классификация компонентов породы на породообразующие, из которых выделяются главные (содержание более 10%), второстепенные (1—10%) и акцессорные (менее 1%). Если минералы четко различаются стадийно, они перечисляются отдельно; так, например, в обломочных породах разделяются обломки и цемент. Во многих породах выделяются три — четыре и даже более стадийно-генетических групп компонентов: обломочные, органогенные (в свою очередь нередко подразделяющиеся на терригенные растительные и зоогенные морские), аутигенные седиментогенные и аутигенные диагенетические. Обломочные компоненты подразделяются на кристаллокласты, литокласты, витрокласты и биокласты (минеральные и органические). По способу образования компоненты первых трех групп могут быть экзокластами и пирокластами. Однако это деление уверенно провести не всегда удается, поэтому лучше описывать их по морфологически определенным группам.

Кристаллокласты изучаются по обычной методике кристаллооптических исследований, рекомендованной В. Б. Татарским (1965 г.), Н. В. Логвиненко (1962 г.) и другими [9, 13]. Для их описания предлагается следующая схема: название минерала и его содержание (в процентах), цвет, форма, оптические свойства, включения, степень сохранности или вторичные изменения и прочие признаки, которые не вошли в описание. Участие минерала в сложении породы определяется его содержанием. Описание без количественной оценки недопустимо (М. С. Швецов, 1958 г.). Содержание минерала можно оценивать описательно, например: «резко преобладает», «основной», «редкий», «единичный» и т. п. Чтобы выработать правильный глазомер, М. С. Швецов предложил трафареты (рис. 21-6), которые можно легко изготовить каждому, учитывая объекты и цели исследования. Точное содержание определяется подсчетом.

Литокласты — самые распространенные компоненты обломочных пород. Они разделяются на магматические, метаморфические и осадочные, а затем на более мелкие группы. При описании литокластов необходимо охарактеризовать структуру, текстуру и минеральный состав каждого типа обломков.

Витрокласты слагают туфы, тефроиды и широко примешиваются к экзогенным породам, главным образом мелко- и тонкозернистым. Узнаются по

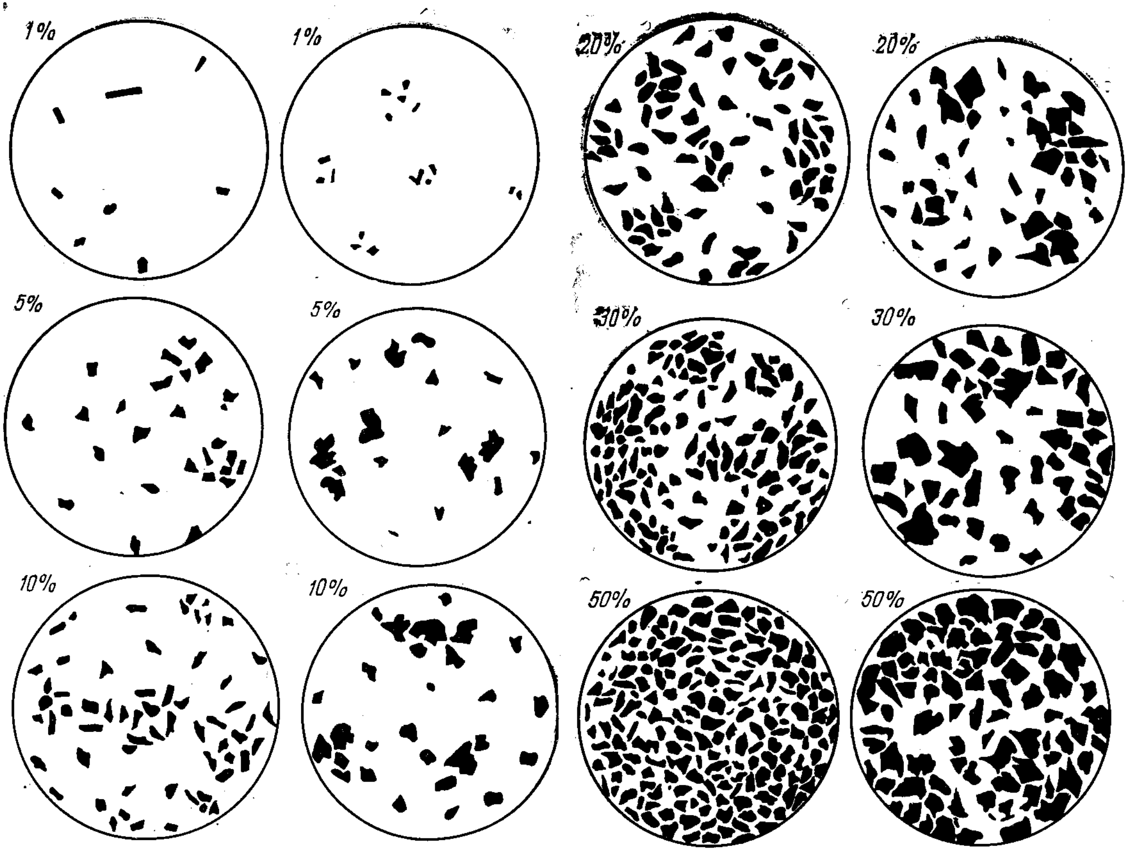


Рис. 21-6. Трафареты для визуального определения содержания компонентов различной формы в шлифах, по М. С. Швецову

характерной рогульчатой форме, вогнутой сферичности и остроугольности, хотя выступающие углы обычно не сохраняются. Эти признаки наиболее четки у кислого стекла, имеющего низкий показатель преломления. С ростом основности появляется темный тон окраски, увеличивается преломление до $n \geqslant n$ канадского бальзама. Характерны вторичные продукты изменения: цеолитизация, окремнение, монтмориллонитизация. Для торфяников типично превращение в каолинит кислого и отчасти среднего стекла и палагонитизация (изменение до желтой гидратированной аморфной массы), завершающаяся образованием смектитов, а также хлоритизация основного стекла.

Биокласты — целые раковины и неразобщенные скелеты в основном минерального (известковые, кремневые и фосфатные) и реже органического происхождения. Различают зооклασты и фитокласты. Диагностическими являются биологическая форма (та или иная биоморфность), размер и минеральный состав, а также структура стенки или раковины.

Аутигенные компоненты — хемогенные и отчасти биохемогенные образования большей частью диагенетической стадии и гальмиролиза — создают структурный костяк пород (оолиты, комочки, конкреции), основную массу, цемент или примеси, в том числе включения. Оолиты и сходные с ними образования бывают известковыми, доломитовыми, сидеритовыми, гидрогётитовыми, глиноземными, или аллитовыми, фосфоритовыми, марганцевыми, глауконитовыми, шамозитовыми, а также смешанного состава. В оолите различают зародышевое зерно (песчаника любого состава), форма которого отражается в форме оолита, и оолитовую часть сложного строения. Например, на первичную микритовую или аморфную структуру с беспорядочной ориентировкой зерен, свидетельствующей о быстром химическом осаждении, или концентрическислоистую (оолитовую) текстуру в результате раскристаллизации или перекристаллизации накладываются вторичные игольчатая структура и радиальная текстура, вместе создающие радиальнолучистое, или сферолитовое строение. В последнем случае оолит переходит в сферолит. Сферолиты могут быть первичного происхождения, например в сидеритовых, кальцитовых, доломитовых конкрециях и в цементе. Крупные оолиты — пизолиты (горошины) и неправильной формы бобовины (несколько сантиметров) сходны по образованию и составу. Псевдоолиты не имеют концентрического строения и образуются грануляцией оолитов, окатанного биодетрита и копролитов, выделением комочков микритового известкового или другого осадка. Если форма их не очень правильная, а границы нечеткие, то это — комочки или сгустки, а известняки — комковатого или сгусткового сложения. Их внутренняя структура, в зависимости от минерального состава, микрограно-, лепидо- или нематобластовая.

Основная масса, цемент и включения имеют разнообразный состав (карбонатные, сульфатные, сульфидные, силикатные, окисные, флюоритовые), структуры (седиментогенные, диа-, ката- и метагенетические, гипергенные) и генезис. Минеральный состав этих компонентов хорошо освещен в литературе (Г. И. Теодорович, 1958 г.; Методы изучения..., 1957 г.).

Цемент — одна из характерных структурных особенностей осадочных пород, свидетельствующая о первично рыхлом состоянии зернистого осадка и о двухфазном составе породы. Первую фазу составляют первичные компоненты — обломки, оолиты, раковины, образующие структурный костяк породы или породный скелет, а вторую — чаще всего вторичный, более поздний по отношению к обломкам цемент, обуславливающий крепость породы и отражающий исто-

рию ее формирования из осадка. Следует различать цемент и цементацию. Последняя не всегда происходит с участием цемента, а часто осуществляется механическим подбором зерен при сжатии (механическая конформность). Свойство цементации, как более общее, следует поэтому отмечать раньше цемента.

Типы цемента выражают его структурные особенности прежде всего по отношению к породе в целом, или зернам и дополняют структурную характеристику породы. По количественному соотношению с костяком породы выделяются четыре типа цемента (рис. 21-7).

1. Базальный — зерна не соприкасаются друг с другом, а как бы плавают в цементе, отделяясь друг от друга в среднем на величину большую, чем половина диаметра зерен. По площади он занимает 60—50 или 60—45%, что отвечает истинному объемному содержанию 40—50%. За счет среза не через центр многих зерен, площадь цемента в шлифе увеличивается.

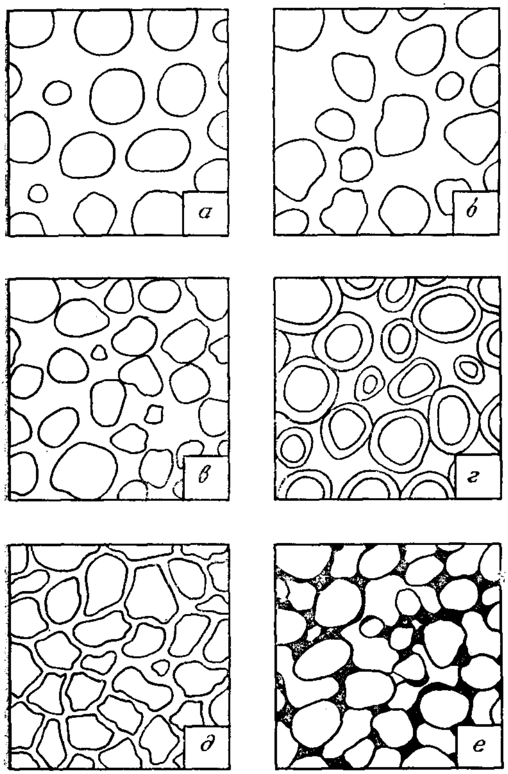


Рис. 21-7. Типы цемента по количественному соотношению с обломками и его расположению:

а — базальный, равномерно распределенный; *б* — базальный сгустковый; *в* — поровый, или заполнения пор; *г* — пленочный первого подтипа, при рыхлой укладке, при остающихся порах; *д* — пленочный второго подтипа при плотном, конформном расположении зерен, без пористости; *е* — контактовый, со значительной пористостью

2. Поровый, или заполнения пор — зерна соприкасаются или отстоят друг от друга не дальше чем на половину диаметра зерен, что занимает площадь 30—45% и соответствует содержанию цемента 25—40%.

3. Пленочный — цемента мало (<25%) и достаточно только на то, чтобы покрыть пленкой зерна. Выделяются два подтипа цемента: а) неконформная структура обломков (пористость 5—15%, цементация непрочная); б) конформная структура — зерна механически или при растворении и регенерации плотно соприкасаются, разъединяются лишь тонкой пленкой (цемента 0—20%, цементация прочная).

4. Контактовый, или соприкосновения, когда цемента <10%, и присутствует он на контактах между зернами (в местах наибольшего сближения, пористость 15—30%, цементация непрочная).

В одном и том же шлифе в разных участках могут быть различные типы цемента, определяемые как цемент «сгустковый» или неравномерно распределенный.

При классификации цемента по его внутренней структуре, без отношения к обломкам, в частности по степени кристалличности, выделяются некристаллический, аморфный и кристаллический цементы. Из них аморфный может быть незернистым (бесструктурным), сплошным и зернистым, например глобулярным (опал, фосфат). Кристаллический подразделяется на коллоидальный (кристаллитовый), скрытокристаллический, когда отдельные кристаллики (<0,0001 мм) не видны даже при больших увеличениях, микрозернистый (0,0001—0,05 мм), тонко-, мелко-, средне-, крупно- грубо- и гигантокристаллический.

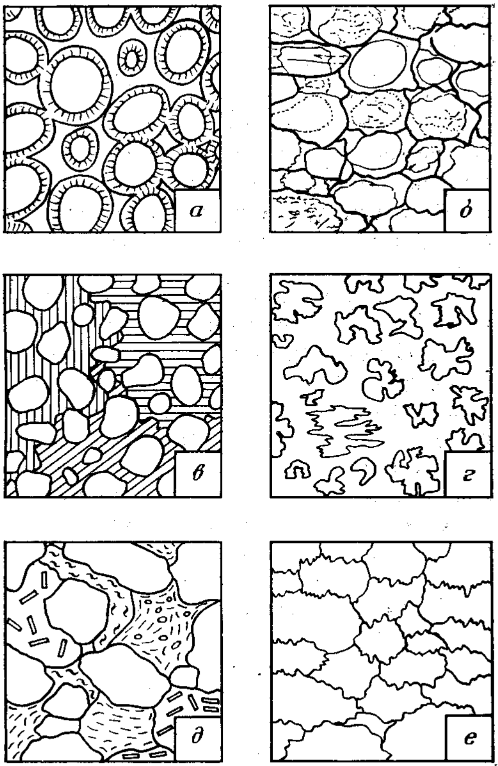


Рис. 21-8. Типы цемента по взаимоотношению кристаллов цемента с обломками, по соотношению их размеров и типы цементации без цемента:

а — крустификационный (корочковый, обрастания); *б* — регенерационный (регенерации), или нарастания; *в* — прорастания, или пойкилитовый; *г* — коррозионный, или разъедания; *д* — цементация без цемента за счет внедрения (инкорпорации) одних зерен в другие, обжимания и выжимания пластичных зерен в межгранулярное пространство при общем или направленном уплотнении — цементация вдавливания; *е* — цементация без цемента за счет растворения зерен при высоких давлениях и сближения их по микростилолитовым швам — цементация растворения, часто сопровождается регенерацией зерен в направлении, перпендикулярном давлению

Существует также классификация цемента по взаимоотношению кристаллов цемента с обломками и по соотношению их размеров (рис. 21-8).

Отмечают коррозию зерен цементом, а при значительном развитии процесса выделяют коррозионный тип цемента.

В результате изучения цемента устанавливают последовательность выделения или генерации минералов цемента и его типов, а также происхождение — способ и условия образования, скорость процесса и стадии литогенеза. С помощью генетико-стадиального анализа выясняют историю изменения осадка и породы, а также историю пребывания в стратосфере толщ слоев. Особое внимание следует обращать на глинистый цемент, который может быть седиментогенным (в граувакковых и других турбидитах, аллювии и др.), диагенетическим, катагенетическим и гальмиролитическим. Если цемент седиментогенного происхождения, лучше выделять его как заполнитель, особенно когда он находится в смеси с алевритовым или песчаным материалом. Такое определение позволит отказаться от термина «песчаный цемент», так как песок не может цементировать породу. Таким образом, в обломочных породах лучше различать такие структурные части, как обломки, заполнитель (отвечает «матриксу») и цемент.

Включения — несколько инородная к основному составу, как бы экзотичная и несущественная по количеству часть породы, оказывающаяся весьма интересной в генетическом отношении. Они подразделяются: на обломочные, хемогенные и биогенные; на терригенные, вулканогенные, аутигенные; на минеральные и органические; на литические и минеральные (кристаллокластические и др.) и могут быть представлены экзотическими гальками, витрокластами, биофрагментами, конкрециями, секрециями, жилками, а также перекристаллизованными участками. Все включения описывают подробно, фиксируя размеры, форму, состав, строение, характер расположения, количество, степень сохранности, стадии образования и генезиса, а для органических остатков определяя систематическое положение, хотя бы в самом общем виде, например: раковины устриц, створки брахиопод, серпулы. Если предполагается использовать включения для целей стратиграфии, генетического анализа, описание расширяют за счет определения дополнительных признаков, одновременно освобождая от ненужных деталей.

Укладка и пористость определяют прочность и возможность использования породы в качестве коллекторов воды, нефти или газа. Различают рыхлую и плотную укладку, относящуюся к основным и к второстепенным структурным компонентам породы, например, слабая уплотненность галек в пуддинговых песчаниках и чаще всего большая — в конгломератах. Отмечается степень заполнения первичных пор. Пористость подразделяют на первичную, седиментогенную, и вторичную, образовавшуюся при перекристаллизации, химическом замещении, выщелачивании, разрывах, выветривании. Описывают размер, форму пор, их распределение по породе и выражают (в процентах по площади) общую пористость. Важно отмечать изолированность или, наоборот, сообщаемость пор, что необходимо для оценки проницаемости породы.

При изучении пористости в шлифах нужно ориентироваться на те виды пористости, которые выделяются при специальных исследованиях в нефтяной и инженерной геологии.

Вторичные изменения. Если их нет, отмечают, что порода свежая, невыветрелая, неизмененная. Обычно устанавливаются и описываются следы переработки на стадии литогенеза и при гипергенезе. Прогрессивные стадиальные изменения описываются в разных разделах. При описании минерального состава породы, особенно ее цемента, отмечают новообразования и их стадии, дополняя стадиальный анализ сведениями, на какой стадии находится порода в момент изучения.

Если необходимо отметить прочие признаки, они описываются в заключении.

Изучение пришлифовок является обязательным методом исследования осадочных пород. Особенности строения более четко видны на смоченной водой или вазелиновым маслом поверхности. Еще лучше пропитывать пришлифовку машинными маслами или красителями, что проявляет скрытый или нечеткий рисунок, делает его отчетливым для изучения и фотографирования.

На пришлифовках карбонатных пород ордовика устанавливаются внутренняя брекчированность, наличие горизонтов подводного выветривания, как физического (интракласты, мелкие нептунические дайки, запечатанные карбонатным материалом), так и химического (твердое дно), и биологического (горизонты ходов илоедов). На пришлифовках также хорошо выявляются размывы и перерывы в однородных породах, в которых они иначе незаметны. Текстуры под-

водного оползания и взмучивания также выявляются весьма четко. В пришлифовках становится лучше виден глауконит, выполняющий гнезда и ходы илоедов в породе.

Большую информацию можно получить и при изучении пришлифовок фосфоритов, бокситов и других руд, а также древних почвенных горизонтов турбидитов. Выявляются обломочная структура, плохая сортировка, признаки многократного переотложения материала (в бокситах), градация зернистости (во флише) и вертикальные линии раздела в почвах. В нижних элементах флишевых циклов устанавливаются следы выхода струй воды и обусловленная ими блюдцеобразная текстура.

Стадиальный анализ. В настоящее время шлифы не могут считаться достаточно изученными и описанными без проведения стадиального анализа, т. е. без отнесения аутигенных минералов к одной из стадий диагенеза, катагенеза (или эпигенезу), метагенеза и гипергенеза или к той или иной их подстадии: начальной (ранней), средней и поздней (глубинной).

Большой вклад в развитие стадиального анализа внесли Н. М. Страхов, Л. Б. Рухин, М. С. Швецов, И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников, А. В. Копелиович, Н. Б. Вассоевич, И. В. Хворова, А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, Н. В. Логвиненко, О. А. Черников, Г. И. Бушинский, Г. Н. Перозио, Ю. П. Казанский, В. Д. Ломтадзе, И. М. Симанович, К. Р. Чепиков, Б. Я. Полонская, А. С. Запорожцева, В. Н. Шванов, О. В. Япаскурт, Д. С. Кумбс и др.

При изучении осадочных пород в шлифах необходимо и возможно выявлять последовательность выделения (или генерации) аутигенных минералов, преобразования первичных, седиментогенных компонентов и изменения структурно-текстурных особенностей и пористости. Литолог решает задачу, аналогичную той, которая решается при стратиграфических исследованиях суперкрустальных толщ, и пользуется методом выявления структурных взаимоотношений (в какой последовательности минералы замещают друг друга или корродируют), а также выясняет последовательность наслоения, т. е. выполнения порового пространства.

Если последовательность образования минералов указанными выше методами устанавливается почти всегда однозначно, то отнесение их к той или иной стадии литогенеза нередко оказывается затруднительным, поскольку многие минералы могут образовываться на разных стадиях. Можно с большей или меньшей вероятностью предполагать, что аморфные и коллоидальнокристаллические минералы кремнезема, фосфатов, гидроокислов железа и марганца, сильно гидратированные глинистые минералы, некоторые цеолиты и другие силикаты формировались на стадии диагенеза (если остается заметная пористость), что глины не потеряли пластичность и углефикация растительного детрита невелика (угли-лигниты). К диагенетическим следует относить и сульфиды железа, тесно связанные с органическим веществом, фосфоритами и карбонатными конкрециями, хотя они образуются на последующих стадиях процесса. Труднее решить вопрос о стадии образования карбонатов, поскольку они полистадийны. Большинство карбонатных конкреций, особенно в глинистых породах, образуются при диагенезе, не самом раннем, но и не позднем. По-видимому, и большая часть микрозернистого известкового, доломитового, анкеритового и сидеритового цемента формировалась одновременно или несколько раньше.

Хроматический анализ. Методы окрашивания, или хроматический анализ, являются в основном качественными макро- и микроскопическими методами определения минерального состава карбонатных и глинистых, отчасти фосфатных

и некоторых других пород и не относятся к основным. Интерес к ним эпизодически возрастает или затухает в зависимости от разработки более точных и менее трудоемких методов, а также выявления новых красителей или способов окрашивания. Возможность использовать методы в полевых условиях для массового опробования — одна из причин возникающей популярности некоторых из них, например методов окрашивания глин в шестидесятых годах. Результат окрашивания, как правило, устанавливается сразу после реакции или спустя непродолжительное время (часы или сутки).

Определенне карбонатных минералов. Хроматический анализ карбонатных минералов производится в образце, шлифе, пришлифовке, порошке и чаще всего основывается на различной их способности реагировать с кислотами или другими реактивами и задерживать краситель на протравленной поверхиости или в возникающей пленке, а также в тонкодисперсных продуктах изменения карбонатов. Многие реакции были разработаны еще в 1872 г. в России И. И. Лембергом, например с треххлорным железом и сернокислым аммонием, с треххлористым алюминием и красителем — экстрактом кампешевого дерева, который может быть замеиен любым анилиновым красителем, с азотнокислым серебром и хромовокислым калием, которые позволяют в порошке или шлифе отличить кальцит и арагонит от других карбонатов. С тех пор были разработаны многие другне реакции, которые описаны В. Б. Татарским (1952 г., 1955 г.), Н. В. Логвиненко (1957 г., 1962 г.), Л. Б. Рухиным (1961 г., 1965 г.), В. Т. Фроловым (1964 г.) и приводятся во многих руководствах (Методы..., 1957 г.) и учебниках [4].

Для окрашивания изготовляют специальный шлиф, не покрытый бальзамом и стеклом, или используют обычный, с которого удаляют часть покровного стекла.

Прн окрашивании более четко выявляются структура и минеральный состав пород, что облегчает количественный минералогический подсчет как непосредственно по шлифу, так и на фотографиях.

Определенне глнинстых минералов органическими красителями. Метод разработан Н. Е. Веденеевой, М. Ф. Викуловой (1952 г.) н М. А. Ратеевым (1952 г.). Он основан на способности некоторых органических красителей — метиленового голубого, бесцветного солянокислого бензидина, хризоидина и некоторых других — менять свой цвет и спектр поглощения в зависимости от прочности адсорбции на поверхности глинистых частиц, что в свою очередь определяется кристаллохимическими особенностями минералов (возможность их диагностики) и условиями адсорбции (концентрация и pH раствора, влияние других реактнвов, плотность суспензии и т. д.).

Капельный метод. Качественный метод определения минерального состава глин в пришлифовках нанесением капли воды и этилен-гликоля был предложен чешским минералогом Иржи Контой в 1956 г. (рис. 21-9). Метод основан на различиях пластичности, набухаемости и ультрапористости глинистых минералов, что определяет скорость просачивания капли жидкости, а также вязкости н размеров и полярности молекулы жидкости. Помимо скорости просачивания наблюдают форму пятна и поверхность породы после просачивания.

Этот метод, как и определение минерального состава глин с помощью органнческих красителей, в последние годы примеияется все меньше, что, вероятно, объясняется несоответствием затрат временн точности результатов определения и массовостью рентгено-дифрактометрического анализа (Фролов, 1964 г.).

Шлиховой анализ. Минералогический анализ шлихов широко применяется при геологосъемочных работах и специальных исследованиях и освещен в работах М. Н. Чуевой (1950 г., 1954 г.); Е. В. Копченовой, (1951 г.), С. А. Юшко и С. С. Боришанской (1955 г.), Н. А. Озерова (1959 г.), В. В. Ложкина (1962 г.), Е. М. Захаровой (1960 г., 1974 г.) и др. Хотя основой анализа является оптическое исследование минералов шлиха под бинокуляром и поляризационным микроскопом, включая иммерсионный метод, в него как этапы исследования входят ситовой анализ, разделение минералов в тяжелых жидкостях,

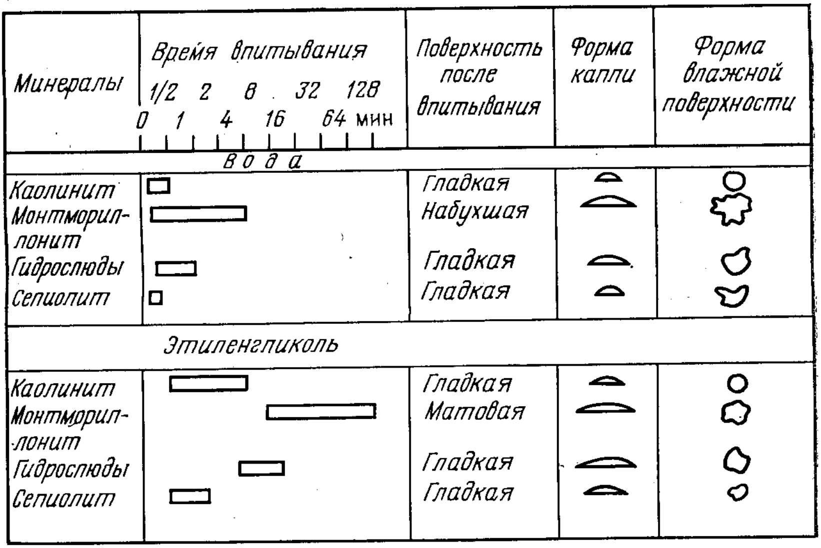


Рис. 21-9. Диагностика глинистых минералов методом капли, по Иржи Конте

магнитная, электромагнитная сепарация и самостоятельные люминесцентный, химический и спектральный анализы, а также определение плотности, твердости и других физических свойств минералов. Эти приемы освещены в работах А. А. Лукина (1950 г.), В. П. Петрова (1946 г.), Житковой (1944 г.), Г. П. Барсанова (1950 г.), Г. Ф. Комовского, Ложникова (1954 г.), И. М. Исакова (1955 г.) и в общих руководствах. Аналогичный набор методов применяется и для минералогического изучения тяжелой фракции протолочек.

При минералогическом изучении шлихов используют бинокулярный стереоскопический микроскоп марок МБС-1 и МБС-2 или бинокулярную лупу марки Л-24. Изучаются физические и оптические свойства, производятся микрохимические реакции и люминесцентный анализ. Заканчивают люминесцентный анализ количественным подсчетом минералов.

§ 3. ИММЕРСИОННЫЙ МЕТОД

Иммерсионный метод представляет собой метод исследования минералов под микроскопом в зернах, погружаемых в каплю иммерсионной жидкости с известным показателем преломления (п.п.), помещенную на предметном стекле.

В таком препарате могут быть определены те свойства минералов, которые определяются в шлифах и, кроме того, со значительной точностью (±0,001) важнейшая и в высшей степени индивидуальная оптическая константа вещества — показатель преломления. Определяют п. п. для диагностики минералов и для выявления вариаций их химического состава.

Достоинством метода является его простота и возможность использовать для работы весьма малое количество вещества — единичные зерна и их обломки размером в несколько микрон.

При современном состоянии иммерсионный метод широко применяется для микроскопического изучения осадочных пород, а также рыхлых образований, и является единственным методом оптического их исследования.

Для определения п. п. иммерстонным методом служат эталонные жидкости и твердые среды (сплавы с различными показателями преломления) — 98 жидкостей с показателями от 1,408 до 1,780.

Для измерения более высоких показателей преломления употребляются так называемые высокопреломляющие иммерсионные жидкости (ВИЖ), изготовляемые на основе соединений сернистого мышьяка (п. п. 1,785—2,05) или сплавы галогенидов, таллия (п. п. 2,25—2,78).

Определение п. п. иммерсионных сред производится на специальных приборах — рефрактометрах.

Наиболее распространенными типами рефрактометров из применяемых в практике минералого-петрографических исследований являются рефрактометры ИРФ-22 и ИРФ-23. При помощи первого измеряют п. п. иммерсионных жидкостей в пределах 1,3—1,7, а второго 1,33—1,780.

В последнее время отечественной промышленностью выпущен микрорефрактометр МРФ-1, обеспечивающий измерение п. п. в диапазоне величин 1,002—2,2 и возможность контроля его высокопреломляющих иммерсионных сред.

Определение п. п. иммерсионным методом основано на сравнении показателей преломления исследуемого объекта и окружающей его среды (жидкой или твердой) и подбор среды с п. п., равным таковому объекта.

Существует несколько способов сравнения п. п. двух сред в иммерсионном препарате (М. С. Сахарова, Ю. А. Черкасов, 1970 г.).

Способ Бекке. Описываемый способ основан на наблюдении подвижной световой полоски, возникающей вблизи границы раздела двух сред с различными п. п. при дефокусировке микроскопа.

При поднятии тубуса (или опускании предметного столика микроскопа) полоска перемещается в сторону более высокопреломляющей среды, а при опускании тубуса (или подъеме столика микроскопа) — в сторону среды с меньшим коэффициентом преломления.

При равенстве п. п. двух сред полоска Бекке исчезает, так как в этом случае не происходит преломления света на границе раздела двух сред.

Однако исчезновение полоски Бекке может быть достигнуто только при работа в монохроматическом свете. При освещении препарата белым светом, вследствие различий в величинах дисперсии п. п. жидких и твердых сред, равенство их показателей преломления, а следовательно и исчезновение полоски Бекке, может наступить только для лучей какой-либо одной длины волны видимого света. Это приводит к образованию цветных полос Бекке. Характер их окраски зависит от того, в какой части спектра происходит пересечение кривых дисперсий двух сред (табл. 21-1).

Таблица 21-1

Дисперсионные окраски полоски Бекке

Спектральная область совпадения п. п. кристалла и жидкости	Наблюдаемые цветные полоски
Красная	Темно-красная и бледно-зеленовато-голубая
Желтая	Оранжево-красная и светло-зеленовато-голубая
Зеленая	Оранжевая и синевато-голубая
Голубая	Канареечно-желтая и синяя
Синяя	Желтая и сине-фиолетовая
Фиолетовая	Бледно-желтая и фиолетовая

Точность измерений п. п. данным способом достигает величины +0,0005 в монохроматическом свете и снижается до +0,001—0,002 при использовании дисперсионных окрасок.

Оптимальный размер зерен исследуемого вещества в препарате 0,05—0,10 мм. При определении очень мелких зерен эффект Бекке видоизменяется. В этом случае при подъеме тубуса микроскопа зерно целиком просветляется, если его показатель преломления больше, чем у окружающей среды, и темнеет, если соотношение показателей преломления двух сред имеет противоположный характер. При малых различиях п. п. двух сред описанный эффект становится неразборчивым и использовать его затруднительно.

Световую полоску обычно наблюдают с объективами средних увеличений (20—40), а препарат освещают параллельным пучком лучей, направленным вдоль оси микроскопа.

Способ кольцевого экранирования основан на наблюдении оптического эффекта, возникающего в иммерсионном препарате на краях зерен при экранировании лучей, преломленных объектом. Если в фокальной плоскости объектива микроскопа поместить непрозрачный экран так, чтобы он закрыл точки фокальной плоскости, в которых собираются лучи, преломленные краями зерна, то в изображении последнего на его краях наблюдается резкая темная каемка. При равенстве п. п. двух сред она исчезает, и изображение кристалла становится невидимым на фоне поля зрения.

Последнее явление наблюдается только при работе в монохроматическом свете. При применении белого света в том же случае на краях зерна возникает цветной эффект. В этом случае наблюдаемая окраска выражена непосредственно тем узким участком спектра, в котором уравниваются п. п. двух сред.

Эффект кольцевого экранирования наблюдается одновременно на всех зернах препарата, находящихся в поле зрения микроскопа при фокусировании последнего на объект. Это обстоятельство существенно облегчает определение главных п. п. анизотропных минералов статистическим методом.

Высокая яркость и четкость цветового эффекта, наблюдаемого при кольцевом экранировании, обеспечивают более точные и надежные результаты определения п. п., чем при дисперсионном эффекте по способу Бекке. Оптимальный размер зерен в препарате 0,1 мм и более. При меньших их размерах цветной эффект на краях зерен слабо заметен.

Эффект кольцевого экранирования можно наблюдать, используя микроскоп МИН-8 и микроскопы серии ПОЛАМ, оснащенные для этой цели специальными приспособлениями.

Способ темного поля. В отличие от способа кольцевого экранирования, данный способ основан на наблюдении оптического эффекта, возникающего на краях зерен при экранировании лучей, прошедших через объект без преломления. В образовании изображения объекта в этом случае принимают участие только лучи, отклоненные краевыми частями зерен. Вследствие этого края зерна при различии п. п. двух сред ярко освещены и резко выделяются на темном фоне поля зрения. При равенстве п. п. двух сред и освещении препарата монохроматическим светом изображение контуров зерна исчезает. Если же препарат освещается белым светом, то, как и в случае кольцевого экранирования, на краях зерен возникает цветной эффект. При этом наблюдаемые окраски являются дополнительными к той длине волны часть спектра, для которой уравниваются п. п. двух сред (табл. 21-2).

Таблица 21-2

Дисперсионные окраски «темного поля»

Спектральная область совпадения п. п.	Наблюдаемые окраски каемок	
	при наведении на фокус	при расфокусировке микроскопа
Красная	Зеленовато-голубая	Зеленовато-голубая
Желтая	Бледно-фиолетовая	Красная и сине-голубая
Зеленая	Малиновая	Оранжево-красная и сине-фиолетовая
Синяя	Бледно-оранжевая	Желтая и фиолетовая
Фиолетовая	Бледно-желтая	Бледно-желтая

Благодаря тому что цветной эффект наблюдается на темном фоне поля зрения, его контрастность чрезвычайно высока. Это позволяет наблюдать цветной эффект на более мелких объектах, чем при способе кольцевого экранирования, а также на объектах, обладающих сравнительно интенсивной собственной окраской, исследование которых другими способами затруднено. Точность измерения п. п. в монохроматическом свете ±0,0005 и в белом ±0,001.

Способ может быть применен при работе с поляризационными микроскопами серии ПОЛАМ, в комплекте которых имеются необходимые для этого приспособления, а также на микроскопах МИН-8 с помощью устройства «Радуга-2» или фазово-контрастного конденсора КФ-4 или КФ-5 (в комплект микроскопа не входят).

Размер зерен исследуемого вещества в препарате должен быть значительно меньше, чем при кольцевом экранировании. Оптимальный размер 0,01—0,05 мм. При уменьшении размеров зерен ослабляется яркость цветного эффекта, а при увеличении однородные окраски распадаются на двухцветные, вследствие того что отдельные участки кристаллов оказываются за пределами плоскости установки микроскопа.

Способ косого освещения основан на наблюдении оптического эффекта, возникающего в препарате при частичном экранировании лучей преломленных объектов. Такое экранирование в случае различия п. п. двух сред приводит к неравномерному распределению света в изображении объекта. Последнее выражается в том, что одна из сторон зерна оказывается освещенной значительно ярче другой. При равенстве п. п. в монохроматическом свете эффект неравномерного распределения света не возникает, и изображение зерна становится невидимым на фоне окружающей его среды. При освещении препарата

Таблица 21-3

Дисперсионные окраски одностороннего экранирования

Спектральная область совпадения	Наблюдаемые окраски
Красная	Темно-красная и бледно-зеленая, голубая
Желтая	Красная и зеленая
Зеленая	Оранжевая и синевато-голубая
Голубая	Канареечно-желтая и синяя
Синяя	Желтая и сине-фиолетовая
Фиолетовая	Бледно-желтая и темно-фиолетовая

пучком белого света в том же случае возникает цветной эффект, выражающийся в появлении на противоположных сторонах изображения зерна различного цвета окрасок (табл. 21-3).

Приведенные в табл. 21-3 окраски отчетливо наблюдаются не только на краях зерен, но и на удаленных от краев участках.

Способ одностороннего экранирования более чувствителен, чем предыдущие. Он может быть реализован при работе с микроскопами марки МИН-8 и серии ПОЛАМ, снабженными для этой цели специальными приспособлениями.

Способ фазового контраста — сравнение п. п. двух сред — основан на искусственном вмешательстве в фазовые соотношения лучей, участвующих в образовании изображения бесцветных прозрачных объектов.

Установлено, что если прозрачный объект незначительно отличается по показателю преломления от окружающей его среды, то фаза колебания света дифрагированного (отклоненного объекта) отличается приблизительно на $\pm\frac{\pi}{2}$ от фазы колебания света, прошедшего через объект без отклонения. Если в этом случае каким-либо образом изменить фазу колебания прямого света на $\pm\frac{\pi}{2}$, то в зависимости от соотношения п.п. двух сред изображение объекта окажется светлее или темнее фона (табл. 21-4).

Таблица 21-4

Эффект фазового контраста в монохроматическом свете

Соотношение показателей преломления двух сред	Отрицательный (негативный) фазовый контраст	Положительный (позитивный) фазовый контраст
$n_к > n_ж$	Кристалл светлее, окружающий ореол темнее фона поля зрения	Кристалл темнее, ореол светлее фона поля зрения
$n_к < n_ж$	Кристалл темнее, окружающий ореол светлее фона поля зрения	Кристалл светлее, ореол темнее фона поля зрения

Если п. п. двух сред равны, эффект фазового контраста не возникает и изображение объекта становится невидимым. В белом свете в том же случае в препарате возникает цветной эффект (табл. 21-5).

Чувствительность метода в монохроматическом свете ±0,0002, в белом свете ±0,001—0,002.

Для применения метода фазового контраста отечественной промышленностью выпускаются фазово-контрастные устройства КФ-4 и КФ-5, обеспечивающие позитивный фазовый контраст.

Таблица 21-5

Дисперсионная окраска фазового контраста

Спектральная область совпадения п. п.	Наблюдаемые окраски	
	на зерне	вокруг зерна (ореол)
Красная	Бледно-зелено-голубая	Темно-красиая
Желтая	Зелено-голубая	Красная
Желто-зеленая	Голубая	Оранжево-красная
Зеленая	Голубовато-синяя	Оранжевая
Голубая	Сине-фиолетовая	Канареечно-желтая
Синяя	Фиолетовая	Желтая
Фиолетовая	Темно-фиолетовая	Бледно-желтая

Они могут быть применены на микроскопах МИН-8 и МПД. Этот способ может быть осуществлен при работе на лабораторном микроскопе ПОЛАМ Л-111, в комплект которого введены необходимые приспособления.

Оптимальный размер зерен, исследуемых в препарате при употреблении объектива 40×, составляет 0,008—0,012 мм, а при объективе 90× 0,004—0,006 мм.

Среди рассмотренных способов сравнения п. п. двух сред ни один не является универсальным. Рациональность выбора для работы того или иного способа определяется характером исследуемого материала. При исследованиях крупно- и среднезернистых препаратов, приготовленных из бесцветных минералов, удобнее пользоваться кольцевым и односторонним экранированием и методом Бекке.

При исследовании мелко- и тонкозернистых препаратов, а также окрашенных минералов следует примеиять центральное экранирование (метод темного поля). Для исследования тонкодисперсных объектов рекомендуется использовать метод фазового контраста.

Измерение главных п.п. минералов. У изотропных минералов п. п. не зависит от направления распространения света в кристалле и измеряется в любом сечении (зерне).

Одиоосные минералы характеризуются двумя п. п.: n_o и n_e. Для обыкновенной волны п. п. (n_o) во всех разрезах имеет одну и ту же величину, поэтому может быть измерен в любом разрезе (зерне) одноосного минерала. Показатель преломления для не обыкновенной волны имеет свое главное значение только в разрезе, параллельном оптической оси. Во всех косых разрезах n_e — величина, промежуточная между n_o и n_e. Двуосные минералы характеризуются тремя главными п. п.: максимальным (n_g), средним (n_m) и минимальным (n_p). Они могут быть определены только в частных сечениях оптической индикатрисы.

Анизотропные минералы не обладают заметной спайностью и успешно могут применяться при статистической обработке данных по методу определения п. п. Она базируется на положении теории вероятности, согласно которой при достаточном числе зерен минерала в иммерсионном препарате всегда найдутся сечения для определения главных п. п.

Определение главных п. п. проводится на основе наблюдения дисперсионного эффекта различных зерен иммерсионного препарата. Учитывая повышение дисперсионных окрасок в направлении от окрасок, отвечающих совпадению п. п. в фиолетовой части спектра, можно сформулировать следующее правило для определения n_p и n_g и применения статистического метода. Минимальный п. п. устанавливают по наиболее низкой, а максимальный — по наиболее высо-

кой окраске, наблюдаемой на различных зернах в препарате. Определение среднего п. п. (n_m) двуосных минералов основано на анализе цветового выражения значений n'_p и n'_g зерен препарата. В результате такого анализа n_m определяют по высшей окраске в ряду n'_p, или по низшей в ряду n'_g. Обе указанные окраски должны совпадать. Пользуясь цветными эффектом, n_m можно определить также по окраскам, которые не изменяются на зернах препарата при вращении поляризатора (или предметного столика) микроскопа, т. е. на изотропных сечениях. Этот способ проще, но такие сечения в препарате встречаются редко. Используя статистический метод, не получают надежных результатов для малых количеств вещества при исследовании минералов, обладающих переменным составом, а также при работе со смесями минералов с перекрывающимися п. п. В этих случаях применяют теодолитный метод. Существуют два варианта этого метода. При первом из них применяется столик Федорова, а при другом, наиболее простом, — вращающаяся игла. Для применения последнего служит специальное приспособление к микроскопу, известное под марками ППМ-1 и ППМ-2.

При исследовании минералов иммерсионным методом помимо главных показателей преломления определяют окраску и форму зерен, плеохроизм, спайность, осность, знак, примерную величину $2V$, дисперсию осей, характер погасания и знак удлинения минералов.

По комплексу полученных констант минералы находят по справочным руководствам (Е. Ларсен, Г. Берман, 1963 г.; В. Н. Лодочников, 1947 г., 1974 г.; Дж. Д. Дэн, Э. С. Дэн и др., 1951 г., 1953 г., 1954 г.), а также таблицам, составленным В. Е. Трегером (1968 г.) для определения оптических констант породообразующих минералов.

При изучении минерального состава осадочных пород справочными являются книги Г. Е. Мильнера (1934, 1968 г.), Н. В. Логвиненко (1957 г., 1962 г.), и раздел «Минералы осадочных пород» Справочника по петрографии осадочных пород (1958 г.).

Широко используется иммерсионный метод при литологических исследованиях для определения количественных соотношений минералов в породе.

Наблюдение цветных дисперсионных окрасок, возникающих под микроскопом в минеральных зернах при погружении их в иммерсионные жидкости, близкие по п. п. к исследуемому минералу, весьма эффективно использовать для количественного подсчета. Соответствующим образом подбирая жидкости, можно добиться появления различных цветных окрасок минералов, находящихся в смеси (Ю. А. Черкасов, 1960 г.; Т. Н. Волкова, И. А. Конюхов, И. А. Назаревич, Ю. А. Черкасов, 1970).

§ 4. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОСНОВНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ И ЛАБОРАТОРНЫЕ МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

Длительный процесс накопления и преобразования осадочных горных пород обусловил создание естественных пористых сред, отличающихся строением пустотного пространства и текстурно-структурными свойствами пород.

Пористость, проницаемость, трещиноватость, газонефтеводонасыщенность и другие физические свойства зависят от первичных условий, при которых формировались осадки, а также от направленности и интенсивности проявления диа- и катагенетических преобразований. Не меньшее влияние на формирование этих свойств оказывают термодинамические и тектонические процессы. В на-

стоящей главе рассмотрены основные физические свойства осадочных горных пород, которые важны для литологических исследований и особенно для оценки коллекторских показателей. Некоторые параметры определяются текстурно-структурными особенностями скелета самой осадочной породы, другие в большей степени зависят от геометрии пустотного пространства.

Под гранулометрическим составом горных пород подразумевается количественное содержание в них частиц различной величины. Гранулометрический состав терригенных пород зависит от многих факторов. К их числу относятся: минеральный состав материнской породы, климатическая обстановка, условия переноса и седиментации обломочного материала, гидродинамическая активность среды осадконакопления, последующая дезинтеграция обломочного материала. В зависимости от сочетания этих факторов в одних случаях осадконакопление происходит из частиц более или менее однородного гранулярного состава, в других — сопровождается накоплением частиц размером широкого диапазона величин. При этом одни условия благоприятствуют накоплению глинистых отложений, другие — песчаных. Многочисленные исследования показывают, что количественное соотношение фракций частиц в той или иной породе определяет ее пористость, объем, проницаемость, степень проявления капиллярных сил.

Для определения содержания в исследуемых образцах фракций размером частиц менее 0,074—0,053 мм применяют седиментометрический анализ, который основан на измерении скорости оседания частиц дисперсной фазы в водной среде по закону Стокса.

Общая пустотность горных пород характеризуется суммарным объемом всех видов емкостей породы, включая поры, каверны, трещины, сообщающиеся между собой и изолированные.

В основу деления пустот должны быть положены процессы миграции, заполнения и вытеснения флюидов из емкостного пространства горных пород. Поровые каналы характеризуются максимальным проявлением капиллярных сил и преобладанием их над гравитационными; каверны за счет большого размера и формы отличаются преобладающим воздействием гравитационных сил; трещины благодаря различной раскрытости и сложной морфологии характеризуются одновременным проявлением в них гравитационных и капиллярных явлений.

К пористости не следует относить емкость изолированных каверн и трещин, поскольку они существенно отличаются характером проявления молекулярно-поверхностных сил. В настоящее время принято условное подразделение, предложенное Г. И. Теодоровичем, по которому пустоты более 2 мм характеризуют каверны.

Различают общую (физическую или абсолютную), открытую (насыщения) и эффективную (полезную или динамическую) пористость.

Общая пористость включает абсолютно все поры различной формы, характера сообщаемости, взаимного расположения, т. е. это объем сообщающихся и изолированных пор.

Открытая пористость — это объем только сообщающихся между собой пор, которые заполняются жидкостью или газом при насыщении породы под вакуумом; она меньше общей на объем изолированных пор.

Эффективная пористость характеризует ту часть объема, которая занята движущимся в порах флюидом (нефтью, газом) при полном насыщении порового пространства этим флюидом. Термин «эффективная пористость»

рядом исследователей трактуется неоднозначно. За рубежом он является синонимом открытой пористости. В СССР при изучении коллекторов нефти и газа большинство исследователей понимает полезную (эффективную) емкость как разность между открытой пористостью и объемом остаточной воды, отнесенной к объему пор.

Пористость горных пород относится к числу наиболее важных параметров для подсчета запасов полезного флюида, поэтому очень большое значение имеет ее точное определение. Существующие способы определения пористости очень разнообразны и все основаны на установлении объема образца, пор и частиц, слагающих породу. Детальное описание их дано в ряде монографий К. Г. Оркина, А. А. Ханина, Ф. И. Котяхова [7, 14]. Определение общей пористости пород наиболее часто производится способом Мельчера, с применением парафинизации образца; для сыпучих пород можно использовать этот способ и формулу, предложенную Б. Ф. Ремневым (1953 г.).

Открытую пористость наиболее часто определяют методом Преображенского, при этом насыщают породу либо керосином, либо 3%-ным раствором соленой воды. Основная трудность заключается в полноте насыщения, что достигается длительным вакуумированием сухого образца и капиллярной пропиткой.

Для вычисления пористости пород необходимо измерить плотность газонасыщенной породы и минеральную плотность. Открытая пористость определяется измерением массы жидкости, заполняющей при насыщении поры исследуемого образца. В методе насыщения образец высушивается до абсолютно сухого веса и взвешивается (P_1); затем он помещается под вакуум и насыщается керосином. После удаления излишнего керосина с поверхности образец снова взвешивается (P_2). Для определения открытой пористости необходимо знать объем образца, для чего он взвешивается в керосине (P). Отношение объема пор к объему образца дает искомую пористость (%):

$$m_0 = \frac{P_2 - P_1}{P_2 - P} \cdot 100\%.$$

Для установления суммарной емкости сообщающихся пор и каверн в пористо-кавернозных породах можно использовать методы, предложенные В. И. Трепольским и Р. К. Тухватулиным (1965 г.), либо Ф. И. Котяховым и Ю. С. Мельниковой (1969 г.).

П л о т н о с т ь о с а д о ч н ы х п о р о д зависит от плотности минерального скелета, пористости, обусловленной структурой и катагенезом пород, и плотности жидкой или газовой фазы, заполняющей поры. В табл. 21-6 приведены определения основных параметров.

Плотность породообразующих минералов песчано-обломочных и глинистых пород составляет 2,5—3 г/см³, а карбонатных и гидрохимических 1,9—3,0 г/см³. Минеральная плотность пород (табл. 21-7), т. е. средняя плотность минерального скелета, изменяется от 2,56 до 2,88 г/см³ в песчано-обломочных и от 2,12 до 3,00 г/см³ в хемогенных образованиях.

П о д к а р б о н а т н о с т ь ю породы понимается содержание в ней солей угольной кислоты: кальцита $CaCO_3$, доломита Ca, $Mg(CO_3)_2$ соды Na_2CO_3, поташа K_2CO_3, сидерита $FeCO_3$ и др.

Общее количество карбонатов относят обычно к $CaCO_3$, потому что углекислый кальций наиболее распространен в породах и составляет основную часть перечисленных карбонатов.

Таблица 21-6

Характер и размерность основных параметров горных пород

Параметр	Определение	Единица измерения	
		СГС	СИ
Плотность	Физическая характеристика тела, вещества, горных пород, численно равная массе единицы объема тела, т. е. отношение массы твердой, жидкой и газовой фаз к его объему	г/см³	кг/м³
Минеральная плотность	Отношение массы твердой фазы горной породы (минерала) к объему твердой фазы	г/см³	кг/м³
Вес удельный	Параметр, определяющий притяжение горных пород и характер создаваемого ими аномального гравитационного поля. Отношение веса горной породы (минерала) к объему породы (минерала)	дин/см³	Н/м³
Пористость общая	Совокупность всех сообщающихся и изолированных пустот в минеральном скелете породы	%	%
Пористость открытая	Совокупность пустот в минеральном скелете породы, сообщающихся между собой и с атмосферой	%	%
Пористость эффективная	Часть порового пространства, заполненного двигающимся по нему флюидом	%	%
Коэффициент пористости	Отношение объема пор к объему породы	—	—
Остаточная вода	Содержание рыхло и крепко связанной воды, занимающей часть полезного объема открытой пористости	% к объему	%
Проницаемость	Способность пород пропускать через себя жидкости и газ. Физический смысл размерности (м²) заключается в том, что проницаемость как бы характеризует величину площади сечения каналов пористой среды, по которым в основном происходит фильтрация	миллидарси	$1{,}02 \times 10^{-15}$ м²

Таблица 21-7

Минеральная плотность (г/см³) основных типов осадочных пород

Порода	$\delta_{ср}$	δ_{min}	δ_{max}	Порода	$\delta_{ср}$	δ_{min}	δ_{max}
Песчаник	2,67	2,58	2,76	Ангидрит	2,96	2,92	3,0
Алевролит	2,69	2,62	2,76	Гипс	2,37	2,31	2,48
Глина	2,68	2,58	2,76	Соль каменная	2,16	2,12	2,22
Аргиллит	2,68	2,60	2,78	Опока	3,00	2,10	2,50
Мергель	2,70	2,58	2,80	Доломит	2,80	2,76	2,88
Известняк	2,72	2,62	2,80	Кремень	2,59	2,46	2,75
Мел	2,69	2,56	2,80				

Из различных методов определения карбонатности породы при анализе кернов принят газометрический метод, основанный на химическом разложении солей угольной кислоты и измерении объема углекислого газа, образовавшегося в результате реакции

$$CaCO_3 + 2HCl = CO_2 + CaCl_2 + H_2O.$$

Для определения процентного содержания $CaCO_3$ в породе предложена следующая формула:

$$K = \frac{VP}{4,4a}\ \%,$$

где V — объем CO_2 в см; P — масса 1 см³ CO_2 при температуре и давлении в данном опыте; a — навеска породы (в г).

Проницаемость — свойство породы, определяющее возможность прохождения флюидов через сообщающиеся поры, трещины, каверны. Проницаемость является мерой фильтрационной проводимости породы и относится к числу наиболее важных параметров коллектора. Установившаяся скорость течения и его направление связаны с различными физическими свойствами движущегося флюида, а также с особенностями геометрии порового пространства (размеры поперечного сечения и форма поровых каналов, их распределение в поровом объеме), которая предопределяет пропускную способность пористой среды. Проницаемость тесно связана со структурой пустотного пространства, поэтому исследование различных видов ее дает возможность глубже понять характер пористой среды.

Проницаемость ранее измерялась в дарси* по имени Анри Дарси, предложившего в 1856 г. уравнение для определения фильтрации

$$Q = \frac{KS}{M} \cdot \frac{dp}{dx},$$

где Q — объемный расход жидкости в единицу времени; K — постоянная проницаемости; S — площадь поперечного сечения; M — вязкость жидкости; $\frac{dp}{dx}$ — гидравлический градиент, или разница в давлении в направлении течения x.

Это уравнение дано для ламинарного течения флюидов в пористых средах; при заданном значении K скорость фильтрации через породы прямо пропорциональна перепаду давления.

Осадочные породы, способные пропускать при обычных гидростатических существующих в природных условиях давлениях воду, нефть и газ, называются проницаемыми.

Различают три вида проницаемости: абсолютную, эффективную, относительную. По величине абсолютной проницаемости песчано-алевритовые породы разбиты на шесть классов [16], карбонатные подразделяются [2, 3] на три группы, включающие семь классов коллекторов, которые отличаются типом пустотного пространства и характером заполнения его нефтью и газом.

Абсолютная (физическая) проницаемость — это проницаемость породы при фильтрации однородной жидкости или газа, которая определяется геометрией порового пространства.

---

* 1 дарси равно $1 \cdot 10^{-12}$ м².

Эффективная проницаемость — способность породы пропускать флюид в присутствии других насыщающих пласт флюидов. Эффективная газо-, водо-, и нефтепроницаемость различна для разных пород и определяется экспериментальным путем. Естественно, что при наличии двух или трех насыщающих пористую среду фаз эффективная проницаемость по сравнению с абсолютной снижается, при этом пределы изменения ее зависят от ряда факторов, и прежде всего от сложности строения порового пространства. Разбухание глинистых частиц, наличие адсорбционных пленок, гидрофильность или олеофильность поверхностей, морфология, размеры и извилистость поровых каналов — все это оказывает влияние на эффективную проницаемость.

Решающее значение имеют геометрия порового пространства, т. е. соотношение фильтрующих и нефильтрующих поровых каналов, и поверхностные свойства пород. Присутствие в породе большого количества мелких поровых каналов способствует удержанию остаточного флюида, который, занимая часть порового пространства, естественно, снижает проводимость среды. Таким образом, при одинаковой пористости пород их эффективная проницаемость может весьма значительно различаться в зависимости от среднего размера фильтрующих пор и поверхностных свойств.

Относительная проницаемость — это отношение эффективной для данного флюида проницаемости к абсолютной. Относительная проницаемость для газа, нефти, воды колеблется от нуля при низкой насыщенности до единицы при 100%-ном насыщении. Относительная проницаемость породы для любого флюида возрастает с увеличением ее насыщенности этим флюидом и достигает максимального значения при полном насыщении.

Проницаемость в лабораторных условиях определяют на приборах, отличающихся только деталями конструкций. Обычно приборы состоят из кернодержателя, манометров для измерения перепада давления, насоса для создания вакуума или нагнетания флюида через керн и расходомера для определения скорости прохождения флюида. Основная трудность — создание кернодержателя, позволяющего использовать надежный и постоянный обжим образца, особенно для образцов кубической формы большого размера.

Наиболее часты измерения газопроницаемости, так как получаемые результаты более сопоставимы между собой, но в случае исследования пород, обладающих высокой сорбционной способностью, лучше использовать инертные газы азот и аргон.

Обычно определения проницаемости проводятся на образцах правильной формы цилиндрической и кубической; для определения радиальной фильтрации внутри образца высверливается сквозное отверстие. Форма образца зависит от целей исследования. Для изучения коллекторов трещинного типа целесообразно использовать кубик, что позволит выявить направление максимальной проницаемости. Ничтожно малая (0,01 10^{-18} — 0,001 10^{-19} м^2) проницаемость трещиноватых разностей пород, устанавливаемая в лабораторни, значительно увеличивается при исследовании образцов размером 5 см. В этом случае проницаемость достигает нескольких единиц, умноженных на 10^{-15} м^2.

Эффективная проницаемость (при сохранении в породе остаточной воды) устанавливается на тех же образцах, что и абсолютная, непосредственно после определения остаточной водонасыщенности методом центрифугирования или в капилляриметре.

Развитие трещин в осадочных породах значительно влияет на их фильтраци-

онные свойства. Трещинная проницаемость определяется законами движения жидкостей или газов в трещинах, сообщаемостью и раскрытием трещин. В лабораторных условиях величина проницаемости трещиноватых пород невелика — сотые, тысячные доли миллидарси, реже первые единицы миллидарси. Как правило, она выше межзерновой проницаемости этих пород.

Остаточная вода — это пластовая вода, оставшаяся в поровом пространстве пород при формировании залежей нефти и газа. Она обволакивает поверхность мелких сообщающихся пор, насыщает полностью мелчайшие капиллярные каналы и удерживается молекулярно-поверхностными силами от участия в общем движении пластовой жидкости к скважннам. Термин «связанная» подчеркивает характер взаимосвязи породы н пластовой воды. Количество остаточной воды в породах различного литологического состава определяется строением порового пространства, соотношением мелких и крупных фильтрующих поровых каналов, их извилистостью; оно изменяется в широких пределах от 5 до 70—100%. В песчано-алевритовых породах содержание остаточной воды увеличивается при наличии большой глинистости. Не меньшую роль играют поверхностные свойства — гидрофильность и олеофильность пород, способных в разной степени удерживать пластовую воду.

Понятие остаточная (связанная) вода характеризует несколько видов влаги: сорбированную (рыхло и крепко связанную), капиллярную и заполняющую углы и извилины пор. Структура связанной воды, адсорбированной на поверхности пород или минералов, заметно отличается от структуры воды в свободном состоянии.

Содержание остаточной воды выражают в долях или процентах от объема пор, выраженных в процентах:

$$\alpha = \frac{V_l}{V_n},$$

где V_l — неснижаемый объем воды в единице объема породы; V_n — объем пор.

В практике лабораторных исследований применяют прямые и косвенные методы определения остаточной воды. При прямом методе изучения бурят специальные скважины на безводной нефильтрующейся основе и отбирают керн, сохранивший пластовую воду, что достигается парафинированием образцов, и дальнейшей отгонкой воды в приборах Дина — Старка или Закса.

Более распространены и разнообразны косвенные методы определения остаточной воды; капиллярного давления (метод полупроницаемой мембраны), центрифугирования, испарения, капиллярного впитывания и др. Все они детально описаны А. А. Ханиным (1963 г.).

Метод полупроницаемой мембраны основан на отжатии свободной воды предварительно насыщенных пород силами капиллярного давления. Часть воды, сохранившаяся в порах образца после создания предельного давления, соответствует содержанию остаточной воды для данной породы. Основной недостаток метода — длительность проведения опыта для снятия капиллярной кривой (более 20 дней), отсутствие и невозможность термостатирования прибора.

Метод центрифугирования является наиболее простым и быстрым методом оценки относительного содержания остаточной воды. Он основан на отгонке из насыщенного под вакуумом образца свободной воды под действием центробежной силы и определении по разности массы количества связанной воды. Некоторые исследователи необоснованно отвергают возможность применения центрифугирования для определения остаточной воды. Однако несовпадение результа-

тов опыта с данными других методов и прежде всего метода капиллярного давления, обусловлено недостаточно правильным выбором режима центрифугирования без учета литологического состава пород. В настоящее время очень мало данных сравнительной оценки достоверности этого метода, так как прямые определения остаточной воды проводятся в незначительном объеме. Установлено, что при изучении терригенных и карбонатных пород необходимо применять различные режимы центрифугирования.

Одно из преимуществ метода центрифугирования заключается в возможности быстрого определения содержания остаточной воды по большому числу образцов в однозначных условиях, а следовательно, в возможности накопления экспериментальных данных, дающих относительную характеристику водонасыщенности пласта в целом.

Метод испарения, предложенный Е. Мессером (1951 г.), основан на медленном испарении воды из порового пространства породы при продувке теплой струей воздуха. Жидкость, насыщающая керн, испаряется до тех пор, пока скорость испарения не будет постоянной в течение определенного промежутка времени. Е. Мессер принимал за постоянную скорость испарения 4 мг/мин. Остаточный объем воды соответствует моменту, в который скорость испарения становится практически постоянной. К недостаткам метода можно отнести не всегда различимый перегиб на кривой скорости испарения, что затрудняет определение остаточной воды.

Упругие свойства горных пород. В породах осадочного происхождения в результате геостатического давления происходят деформации, выражающиеся в изменении структуры (особенно пористости) и влажности породы. При больших геостатических давлениях может измениться и дисперсность составляющих породу зерен.

Упругость пород — одно из основных свойств, связанных с внутренним строением веществ. Она определяется рядом параметров, из которых для литологов наибольшее значение имеет скорость распространения упругих волн.

Для характеристики упругих свойств пород используют модуль Юнга E, модуль сдвига G, модуль объемного сжатия K (или его обратную величину — сжимаемость) и коэффициент Пуассона σ_n. Параметры упругости приведены в табл. 21-8.

Модули Юнга, сдвига и объемного сжатия резко возрастают с увеличением плотности пород, при этом сжимаемость их естественно уменьшается.

Остаточные деформации глин связаны со значительным перемещением частиц и с разрушением отдельных структурных элементов микроагрегатов.

Прочность на сжатие осадочных пород колеблется от 1 до 400 МПа. Прочность тех же пород на разрыв, изгиб и сдвиг составляет лишь десятые и сотые доли от прочности их на сжатие.

Механическая прочность осадочных пород и устойчивость их против выветривания зависят от минерального состава скелета и цементирующего материала. Механическая прочность известняков изменяется в зависимости от их структуры. В. А. Приклонский (1952 г.) приводит данные, согласно которым мелкозернистые плотные известняки имеют предел прочности от 10 до 200 МПа, оолитовые известняки — около 20 МПа, известняки-ракушечники — обычно менее 1 МПа и не более 2—3 МПа. Механическая прочность мела колеблется от 10 до 17 МПа. Плотные доломиты имеют большую механическую прочность, превышающую 200 МПа.

Таблица 21-8

Параметры упругости

Параметр, индекс	Определение	Единицы	
		СГС	СИ
Скорость распространения продольных волн v_p	Скорость распространения упругих волн, возникающих вследствие деформаций «растяжение — сжатие» в твердых телах, жидкостях и газах	см/с	м/с
Скорость распространения поперечных волн v_s	Скорость распространения упругих волн, возникающих вследствие деформаций сдвига в твердых телах	То же	То же
Модуль Юнга (модуль продольной упругости) E	Отношение нормального напряжения к относительному удлинению, вызванному этим напряжением в направлении его действия	дин/см^2	Па
Коэффициент Пуассона (коэффициент поперечного сжатия) σ_n	Отношение поперечного сжатия тела при одноосном растяжении к продольному удлинению	—	—
Модуль сдвига G	Отношение касательного напряжения к величине угла сдвига, характеризующее способность тел сопротивляться изменению формы	дин/см^2	Па

Определение скорости распространения ультразвуковых волн позволяет различить пористые и трещиноватые участки в образцах керна горных пород. Установлена зависимость скорости распространения продольных ультразвуковых волн от литологического состава пород. В плотных известняках скорость распространения ультразвука составляет 5,9—6,5 км/с, в глинистых известняках 4,4—5,4 км/с, в пористых, кавернозных известняках от 3 до 4,7 км/с, фораминиферовых мергелях 3,92 км/с и в песчаниках 3,08—3,7 км/с.

Структура порового пространства. Геометрическое строение порового пространства обусловливает изменение фильтрационных свойств, количество связанной воды и насыщенность пород флюидами, поэтому познание структурных особенностей крайне важно. Морфология порового пространства может быть исследована при микроскопическом изучении пород, прокрашенных смолами и непрокрашенных в шлифах, люминесцентным и ультразвуковым методами, а также капиллярными методами исследования полупроницаемой мембраны, вдавливания ртути под большим давлением.

Все известные в настоящее время методы изучения распределения поровых каналов в пористой среде основаны на процессах вытеснения смачивающей

жидкости, заполняющей поровый объем, несмачивающей средой или внедрения флюида в поровое пространство пород.

Реальная пористая среда пород содержит капилляры различного поперечного сечения, поэтому вытеснение жидкости начинается при достижении и превышении определенного критического давления вытеснения, соответствующего гидравлическому радиусу наибольших пор среды. В общем виде кривая капиллярного давления характеризует геометрию порового пространства и используется для построения распределения поровых каналов по размерам, которые обусловливают различную фильтрационную способность пород.

Метод полупроницаемой мембраны основан на определении соотношения капиллярного давления и насыщенности, применяется для оценки содержания остаточной воды, а также для определения соотношения поровых каналов различного диаметра. Опыты проводятся на приборе-капилляриметре. Устройство и методика работы на нем детально описаны А. А. Ханиным (1963 г.).

При создании небольшого давления (150—200 Па) жидкость вытесняется сначала из широких капиллярных пор размером более 100 мкм, а затем по мере повышения давления до 15 кПа и более вода вытесняется из мелких поровых каналов, минимальный размер их равен 1 мкм. При каждом новом увеличении давления образец выдерживают около 24 ч для достижения статического равновесия, после чего вычисляют объем вытесненной воды. Вода, сохранившаяся в породе, соответствует остаточной водонасыщенности.

Для вытеснения жидкости из поры цилиндрической формы радиуса r должно быть преодолено капиллярное давление $P_к$. Вычисление эквивалентных радиусов пор проводят по формуле Лапласа:

$$K_{экв} = \frac{2\sigma \cos\theta}{P_к},$$

где σ — поверхностное натяжение воды; θ — краевой угол смачивания, условно принятый для воды за 0°; $P_к$ — капиллярное давление.

Полученная кривая распределения радиусов пор характеризует структуру порового пространства. При простом геометрическом строении порового пространства пород порометрические кривые имеют один четкий максимум, наблюдается общее увеличение проницаемости с возрастанием количества крупных фильтрующих пор.

Метод вдавливания ртути используется при изучении распределения размеров пор путем интерпретации кривых капиллярного давления (В. Перселл, 1959 г.) и основан на свойстве ртути не смачивать твердые тела.

Экспериментальное определение распределения размеров пор основано на нагнетании ртути в образец, из которого предварительно откачан воздух, при последовательно изменяющихся давлениях. Капиллярные силы позволяют ртути свободно проходить через поровые каналы большого сечения и распределиться во взаимосвязанном поровом пространстве. По мере того как заполняются крупные поровые каналы, требуется все большее и большее давление для того, чтобы протолкнуть ртуть через поровые каналы меньших размеров. Количественно эта связь выражается в изменении объема ртути, входящей в образец при последовательно увеличивающихся давлениях. Пользуясь данным методом, можно определить эквивалентное сечение поровых каналов от 0,001 до 100 мкм и

проследить распределение их путем построения порометрических диаграмм. Используя этот метод, определяют размеры поровых каналов в породах-коллекторах и покрышках. Опыт занимает 30—40 мин.

Трещиноватость — это нарушение сплошности горных пород, разрывы, по которым либо перемещения отсутствуют, либо наблюдается незначительное смещение. Макро- и микротрещины развиваются в породах различного состава избирательно, в зависимости от их физико-механических свойств. Трещины классифицируются по многим признакам, в том числе по генезису и морфологии (А. В. Белоусов, 1976 г.). Важно учитывать степень раскрытия, протяженность, форму, взаимосообщаемость трещин и оценить их емкость. Заполненность трещин различными минеральными веществами позволяет проследить стадийность их заложения.

Широкое распространение получил микроскопический метод изучения трещин в больших шлифах, разработанный во ВНИГРИ (Е. М. Смехов, Л. П. Гмид, 1970 г.). Однако он очень трудоемкий и не дает объемной характеристики трещиноватости.

В настоящее время метод капиллярной пропитки люминофором [1] больших образцов керна предложен для выявления структурных особенностей пустотиого пространства, а также для оценки морфологии, зияния и взаимосвязи трещин. Основой его является капиллярное проникновение люминесцирующей жидкости в мельчайшие открытые полости исследуемого образца, заполнение внутренних пустот и последующее обнаружение зияющих трещин и пор при просмотре образца в источнике ультрафиолетового света после обработки его специальными сорбентами.

При люминесцентном методе анализа используется явление флюоресценции (свечения), наблюдаемое в момент облучения. К наиболее важным свойствам относятся высокая смачивающая способность жидкости, интенсивность свечения и химическая инертность к исследуемому образцу. Высокая способность люминесцирующей жидкости, называемой люминофором, проникать в мельчайшие капиллярные полости определяет степень выявляемости пор, каверн и микротрещин. Лучшим люминофором считается нориол-А, в смеси с керосином и бензином дающий ярко-зеленое свечение.

Рекомендуется следующий состав люминофора, обладающего оптимальным смачиванием горных пород, особенно карбонатных (%): керосин 64,5, нориол-А 25, бензин 10, эмульгаторы ОП—10 или ОП—7 0,5.

Метод позволяет выявить все пустоты, имеющие размеры более 1 микрона.

Завершающим этапом изучения трещиноватости является обработка полученных фотоснимков, по которым подсчитываются количество и раскрытость вертикальных и горизонтальных трещин, определяется курвиметром их общая длина на каждой грани $l_{тр}$ и измеряется площадь грани S. По этим данным рассчитывается поверхностная плотность трещин $П_{тр}$ по 6 граням кубика и средняя плотность по формуле:

$$П_{тр} = \frac{l_{тр}}{S}.$$

Дополнительно по каждому образцу под бинокулярной лупой определяется средняя раскрытость трещии.

Широкое использование этого метода дает возможность получить объективную характеристику пустотиого пространства, представленного порами, каверна-

ми и трещинами, оценить тип коллектора, определить заполненность или раскрытость микротрещин, оценить морфологию — извилистость, протяженность, ширину зияния и характер взаимосообщаемости трещин, установить трещины первого и второго порядка, определить емкость собственно трещин на больших образцах керна.

Поверхностные свойства. Поверхностные свойства пород определяют относительную проницаемость для различных фаз, количественное соотношение остаточной воды и нефтенасыщенности, обуславливают неравномерность характера гидро- и олеофильности пластов. В природных условиях существуют не только гидрофильные, но и частично олефильные коллекторы. Длительный контакт с нефтью, наличие легко сорбируемых полярных компонентов, высокие сорбционные свойства пород — все это может привести к неоднородной смачиваемости и сделать поверхность каналов пород гидрофобной.

Большое значение для удержания связанной воды, заполняющей поровое пространство, имеют поверхностные свойства. Гидрофильные и гидрофобные карбонатные коллекторы с одинаковым строением порового пространства характеризуются различной водонасыщенностью. Благодаря аномально малому количеству остаточной воды гидрофобные коллекторы при значительно меньшей проницаемости ($10—2 \cdot 10^{-15}$ м^2) сохраняют способность пропускать другой флюид: газ, нефть, конденсат. Некоторые разности при низкой абсолютной проницаемости ($0{,}1 \cdot 10^{-16}$ м^2) обладают свойством пропускать газ, несмотря на наличие в них остаточной воды.

Установлено, что количество связанной воды в породах зависит от сложности строения порового пространства (диаметра, формы, извилистости поровых каналов) и поверхностных свойств пород. Роль последних практически не оценена.

Продуктивные пласты, обладающие сложным и непостоянным минеральным составом, и пластовые воды, характеризующиеся различным химическим составом, несомненно содержат в большом количестве разнообразные поверхностно-активные вещества, которые воздействуют на межфазовое натяжение, адгезию и другие поверхностные свойства, а следовательно, на движение и распределение нефти, газа и воды в породах. Поверхностно-активные вещества способствуют образованию более однородной смеси двух несмешивающихся жидкостей — нефти и воды, они изменяют связь между веществами, влияют на процессы миграции. Породы-коллекторы различного состава и текстурно-структурных свойств характеризуются широкой изменчивостью степени смачиваемости относительно любой из жидкостей.

В настоящее время используется несколько способов оценки характера смачиваемости горных пород лабораторными методами, а именно: 1) по величине краевого угла смачивания, 2) сравнением скоростей пропитки и самопроизвольного вытеснения из кернов жидкостей, 3) сравнением коэффициентов нефтеотдачи. Однако в большинстве используемых методик для экспериментальных работ применяются искусственные среды, либо образцы пород, подвергшиеся обработке и поэтому не сохранившие природных поверхностных свойств. Как правило, результаты смачиваемости разными способами трудно сопоставимы между собой, к тому же эти данные не в полной мере характеризуют истинные свойства смачиваемости природных коллекторов.

К. И. Багринцевой и Т. С. Преображенской предложен новый способ оценки смачиваемости пористых материалов [2]. Суть разработанной методики заключа-

ется в возможности одновременного формирования большого числа капель на поверхности тонких пластин изучаемых пород путем помещения пластин, насыщенных исследуемой жидкостью, в полярно противоположную жидкость и выдержки в ней до достижения неизменной конфигурации образующихся при этом капель. Наблюдение за появлением капель на поверхности образцов позволяет оценить динамику поверхностных и капиллярных процессов, а после достижения ими равновесного состояния определить размеры капель и вычислить краевые углы смачивания.

Процесс формирования капель и достижение ими равновесного состояния контролируют с помощью микроскопа, после чего замеряют размеры капель: высоту, посадочный и максимальный диаметры. Разработанная конструкция стола с кюветами и микроскопом обеспечивает возможность наблюдения за процессами формирования капель по всей верхней и нижней поверхности пластин.

Осадочные породы существенно отличаются друг от друга поверхностными свойствами, диапазон колебания величины краевого угла смачивания велик — от 14—16 до 140 °C, то есть поверхность карбонатных и терригенных пород является типичио фильной, олеофильной, но в ряде случаев обладает смешанными свойствами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Афонин В. П., Гуничева Т. Н.* Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ горных пород и минералов. Новосибирск, Наука, 1977, с. 256.

2. *Багринцева К. И.* Карбонатные породы-коллекторы нефти и газа М., Недра, 1977, 219 с.

3. *Багринцева К. И., Преображенская Т. С.* Неоднородность поверхностных свойств карбонатных пород-коллекторов и методика их оценки Тр. ВНИГНИ, М., 1978, Вып. 207, с. 125—147.

4. *Залищак Б. Л., Бурилина Л. В., Кипаренко Р. И.* Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. М., Недра, 1974. 152 с.

5. *Кашик Д. С., Ромм Г. М.* Метод количественной оценки формы зерен. М., ВИЭМС, 1975, с. 2.

6. *Коньшева Р. А., Розникова А. П.* Применение растрового электрониого микроскопа и вычислительного устройства «Квантимет 720» для изучения порового пространства осадочных пород. — В кн.: Проблемы геологии нефти, 1977, вып. 13, с. 35—39.

7. *Котяхов Ф. И.* Физика нефтяных и газовых коллекторов. М., Недра, 1977.

8. *Лабораторные* методы исследования минералов, руд и пород/Ю. С. Бородаев, Н. И. Еремин, Ф. П. Мельников, В. И. Старостин. Изд-во МГУ, М., 1975.

9. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974, с. 400.

10. *Марфунин А. С.* Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М., Недра, 1975, с. 327.

11. *Прайс В.* Аналитическая атомно-абсорбционная спектроскопия. М., Мир, 1976, с. 356.

12. *Стойбер Р., Морзе С.* Определение кристаллов под микроскопом. М., Мир, 1974. 281 с.

13. *Трегер В. Е.* Оптическое определение породообразующих минералов. М., Недра, 1980.

14. *Тульбович Б. И.* Методы изучения пород-коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1979, 199 с.

Глава 22

ФИЗИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

§ 1. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Методической основой современных геохимических исследований осадочных пород и руд является литолого-фациальный анализ — сумма приемов, позволяющих соотнести между собой физико-географические обстановки прошлых эпох и комплекс отложений, которые в них сформировались.

Детальное изучение характера фаунистических остатков, заключенных в осадочных породах, анализ типов текстур и выяснение их положения в осадочных циклах (ритмах), более или менее обоснованная реконструкция палеотектонической и палеоклиматической среды формирования осадков и представление о сущности их вторичного преобразования (диагенез, катагенез, гипергенез и др.) позволяют достаточно достоверно выделить и ограничить те геохимические однородности, которые могут затем быть опробованы и вещественный состав которых обычно исследуется с помощью минералого-геохимических методов.

Общий ход геохимического исследования отдельных образцов обстоятельно описан в работе Э. С. Залманзон и Н. М. Страхова (1957 г.); в ней на конкретных примерах показана необходимость специального изучения элементарного состава жидкой фазы, заключенной в порах осадочных пород и илов, подчеркнуто большое значение исследования суммарной величины, группового и элементарного состава органнческого вещества, включенного в осадочные образования, разобраны разнообразные приемы разложения и анализа твердой фазы осадочных пород и руд, в конечном счете позволяющие точно установить их химический и вещественный состав.

Очевидно, что современный уровень геохимических исследований осадочных объектов не позволяет ограничиваться формальным выяснением одного их химического состава; глубокое проникновение в проблемы генезиса осадочных отложений требует комплексного сочетания литолого-петрографических, минералогических, химических и физико-химических методов, творческого и сознательного применения этих методов при решении спецальных геохимических задач.

К сожалению, в большинстве современных геохимических справочников и учебных пособий методическая база геохимии осадочных пород чрезвычайно упрощена, часто сведена к операциям по определению собственно химического состава породы. В результате в геохимической теории отсутствует более или менее четко разработанная классификация методов, плохо охарактеризованы их возможности (точность, чувствительность, воспроизводимость), нет четкого представления о принципах применяемых исследований и способе подготовки испытуемого образца.

Очень условно среди всех методов, используемых в геохимии осадочных пород, выделяются: 1) группа литолого-петрографических методов (поляризационная и электронная микроскопия, гранулометрический анализ, определение пористости, проницаемости, объема и плотности, количественная характеристика цвета, статистические методы и др.); 2) группа минералого-геохимических или физических методов (разделение с помощью центрифугирования, электромагнитной сепарации, вибрационных и ультразвуковых установок, градиентных трубок

и флотации с последующим изучением на рентгеновских установках, с помощью термического анализа, локального лазерного и электроннозондового микроанализа, радиографии, а также некоторых методов фазового анализа); 3) группа собственно геохимических методов (классический химический анализ, химический микроанализ, электрохимические методы, хроматография, химико-спектральный и люминесцентный анализ, пламенная фотометрия, эмиссионный спектральный анализ, активационный анализ, атомно-абсорбционная спектроскопия; особое место в этом ряду принадлежит изотопному анализу и фазовым методам — ЯГР, ЯМР и ЭПР).

В справочной и учебной литературе все эти методы охарактеризованы неравноценно. Первая группа литолого-петрографических методов достаточно полно описана в книгах М. С. Швецова (1958 г.), Н. В. Логвиненко (1957 г., 1967 г.), Г. Б. Мильнера (1968 г.) и в сборнике «Методы изучения осадочных пород» (1957 г.).

В некоторых из названных руководств, например, в двухтомнике Г. Б. Мильнера (1968 г.) большое внимание уделяется также минералого-геохимическим методам исследования; новые данные по этим методам приводятся в сборниках «Физические методы исследования минералов осадочных пород» (1966 г.), «Кристаллохимия минералов и геологические проблемы» (1975 г.) и др. [10, 13, 34].

Менее детально в специальных работах описана группа собственно геохимических методов. Это особенно распространяется на весьма перспективные новейшие физические и физико-химические методы, такие как эмиссионный спектральный, лазерный, активационный анализ и атомно-адсорбционную спектроскопию. Общеизвестно, что высокая производительность, многоэлементность определения и хорошая воспроизводимость позволяют им успешно конкурировать с более трудоемкими химическими методами.

Приведенные ниже описания в известной мере заполняют отмеченный пробел.

§ 2. ИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ

Существуют природные процессы, при которых происходят изменения в изотопном составе элементов. Сдвиги в изотопных отношениях позволяют судить о геохимической истории атомов, заключенных в осадочных породах и минералах. Выделяются три группы изотопов, различающиеся по методическим приемам их изучения и возможностям использования в литологии: радиоактивные, радиогенные и стабильные изотопы. Радиоактивные изотопы и промежуточные, и конечные продукты их распада — радиогенные изотопы используются в качестве меток геологического времени. Основные радиоактивные изотопы (^{40}K, ^{87}Rb, ^{232}Th, ^{235}U,^{238}U) имеют периоды полураспада, соизмеримые с возрастом Земли, и простая убыль их концентрации практически не может быть использована в качестве меры времени или показателя геохимических процессов. Использование неравновесных систем промежуточных продуктов радиоактивного распада урана (^{234}U, ионий, протактиний) дает принципиальную возможность датировать молодые океанические осадки до 500 000 лет [29]. Лежащие в основе этих методов исходные посылки не всегда правомерны, что ограничивает практическое использование методов. Наибольшее значение для определения возраста молодых углеродистых осадков (сингенетичные карбонаты, органическое вещество, до 50 000 лет) имеет радиоуглеродный метод, основанный на убыли за счет радио-

активного распада изотопа ^{14}C после прекращения изотопного обмена углерода осадка с CO_2 атмосферы. Радиологические методы датирования по соотношению радиоактивных элементов и конечных продуктов их распада — радиогенных элементов имеет ограниченное применение к осадочным породам. Используются калий-аргоновый и, в меньшей степени, рубидий-стронциевый методы. Датирование возможно по некоторым аутигенным минералам (глауконит, глинистые минералы) при условии замкнутости минеральных систем по отношению к радиоактивным элементам и продуктам их распада. Как правило, это условие не выдерживается. Использование указанных, а также уран-торий-свинцового методов для датирования терригенных осадков может оказаться полезным для определения источников сноса вещества.

Только немногие элементы, состоящие из стабильных изотопов, подвергаются заметному изотопному фракционированию в природных условиях (H, C, N, O, S). Исследование природных вариаций изотопов помогает выяснению различных сторон процесса накопления и преобразования осадков. В некоторых случаях изотопные методы отработаны настолько, что могут использоваться для решения конкретных задач литологии, в других применение метода представляет собой самостоятельное научное исследование, и получаемые цифры изотопного состава не могут интерпретироваться однозначно.

Данные по изотопному составу кислорода в карбонатных осадках используются для оценки палеотемператур вод в бассейнах осадконакопления (Боуэн, 1969 г.) и др. [24]. В некоторых случаях они могут указывать на обмен кислорода карбонатных пород и подземных вод. Изотопный состав кислорода силикатных минералов также может служить показателем степени постседиментационной перекристаллизации силикатов.

Данные по изотопному составу серы могут указывать на источник серы в осадках и породах и способ образования содержащих серу минералов. Они являются также важным показателем эпигенетических преобразований осадочных пород и широко распространенного процесса катагенетического образования пиритов и рудных сульфидов, в частности, при формировании некоторых стратиформных рудных месторождений [4]. На основании данных по изотопному составу серы сделан вывод о постоянстве условий осадконакопления в течение 3—4 млрд. лет [1].

Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов является показателем условий образования или вторичного преобразования карбонатных пород.

Изотопный состав углерода органического вещества позволяет Э. М. Галимову и другим [2] судить об условиях его преобразования и формирования скоплений нефти и углеводородных газов.

Изучение изотопного состава водорода в гидросиликатах и кислорода открывает принципиальные возможности оценивать степень катагенетических преобразований силикатных минералов осадочных пород, однако эта область исследований практически еще не затронута. В то же время имеются многочисленные данные (по изотопному составу кислорода) о глубокой переработке магматических и метаморфических пород циркулирующими по ним нагретыми метеорными или морскими водами. Процесс этот проявлен так широко, что следует говорить не только об изменениях пород при взаимодействии с водой, но и образовании новых типов пород. Очевидно, что в еще большей степени процессам преобразования и новообразования должны подвергаться обломочные породы осадочного чехла.

Известен целый ряд методов измерения изотопного состава элементов, однако сегодня единственным из них, отвечающим высоким требованиям чувствительности и точности, оказывается масс-спектральный. Для решения геохимических задач используются статистические масс-спектрометры с секторными магнитными полями и фокусировкой ионов по направлению. Предварительно образцы проходят сложную химическую обработку, которая обеспечивает чистоту выделения интересующего элемента в удобной для анализа форме без нарушения изотопного состава.

Существуют два способа анализа, различные по методическим приемам: из газовой и твердой фазы. Первый используется обычно при анализе легких элементов (H, O, C, N, S), для которых просто получаются газообразные соединения. Необходимое для анализа количество элемента составляет единицы или первые десятки миллиграмм. С помощью современных приборов измеряют разницу в изотопных отношениях, равную 0,1, 0,01% и даже меньше. Второй способ применяется для анализа тяжелых элементов (Sr, Pb, U). Он трудоемок и требует более сложного оборудования. Анализ может вестись из микрограммовых навесок. Точность измерений изотопных отношений 0,1% или выше.

Применение изотопных методов в литологии быстро расширяется. Однако оно связано с использованием дорогостоящего оборудования и сложно в методическом отношении. Интерпретация данных изотопного анализа как правило не имеет готовых решений. Поэтому в настоящее время усилия по применению этих методов в литологии могут быть оправданы только в случае, когда работают вместе специалисты разного профиля.

§ 3. АТОМНО-АБСОРБЦИОННАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ

Атомно-абсорбционная спектроскопия (ААС) основана на эффекте резонансного поглощения спектра возбужденного элемента-источника атомизированными парами исследуемого вещества и регистрации доли поглощенного излучения фотодетектором [8].

Метод атомно-абсорбционной спектроскопии относится к числу методов определения элементного состава вещества. Любой элемент можно определить с помощью ААС, если его резонансная линия находится в той части спектра, в которой работает прибор, и если элемент может быть атомизирован. Поскольку большинство применяемых и разрабатываемых приборов работает в видимой и ультрафиолетовой областях спектра (до 190 нм), из числа обычно определяемых элементов исключаются инертные газы, галогены, а также C, H, O, S и P.

В настоящее время изготавливается большое количество источников излучения, таких как лампы с полым катодом или безэлектродные высокочастотные шариковые лампы, позволяющие определять 67 элементов.

В качестве атомизатора используются либо горелки с открытым пламенем, либо графитовые атомизаторы типа Кюветы Львова, капсульного типа или комбинации капсула — пламя. Распространение графитовых атомизаторов позволило анализировать пробы не только в жидком, но и порошкообразном состоянии, а также твердые образцы без предварительного растворения.

Отечественной промышленностью разработаны и выпускаются несколько моделей атомно-абсорбционных спектрофотометров. Наиболее распространенными являются: двухлучевой атомно-абсорбционный спектрофотометр «Сатурн», комплектуемый графитовым атомизатором типа Кюветы Львова, двухлучевой атомно-абсорбционный спектрофотометр С-102 и однолучевой С-302.

Среди иностранных приборов широко известны серия приборов фирмы «Перкин-Эльмер» (от ААС-104 до ААС-603), различного типа сложности, комплектуемая электронными блоками коррекции и устройствами для машинной обработки информации (ААС-460 и ААС-603).

ААС является наиболее эффективным по производительности методом анализа различных материалов, в том числе сложных геологических образцов.

Для анализа сложных многокомпонентных смесей или определения малых концентраций широко используется предварительное групповое разделение и концентрирование химическими, экстракционными или хроматографическими методами.

Повышения чувствительности в некоторых случаях можно достигнуть, применяя атомно-флюоресцентную спектроскопию (см. АФС). При этом измерение малого сигнала относительно нулевого фона представляется более легкой задачей, чем измерение малых разностей больших световых сигналов [9, 15, 36, 39, 40, 42, 43, 44].

§ 4. АКТИВАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Метод исследования элементного состава основан на способности большинства изотопов при их бомбардировке нейтронами, протонами, дейтронами, тритонамн, α-частицами, либо γ-квантами испытывать ядерные превращения с последующим излучением γ-кванта, электрона, позитрона или α-частицы, обладающих специфическими для данного изотопа значением энергин и периодом полураспада.

Возможность измерения изотопного состава по соответствующим спектрам излучения может иметь самостоятельное геохимическое значение.

Для обеспечения воспроизводимых условий облучения исходные образцы, как правило, гомогенизируются путем помола или растворения и приготовления специальной мишени, возможно с предварительным химическим разделением или обогащением [35].

Источником элементарных частиц или атомных ядер могут служить атомные реакторы с потоком тепловых нейтронов в канале облучения от 10^{10} до $5\cdot10^{14}$ нейтрон/см$^2\cdot$с, импульсные подкритические реакторы типа ИИН с преобладающим спектром быстрых нейтронов, генераторы нейтронов, ускорители заряженных частиц, а также отдельные изотопы высокой удельной активности, например, ^{60}Co и ^{251}Gf. Последний из-за распада путем спонтанного деления ядра излучает около ^{14}10 нейтронов на грамм и находит применение в качестве компактного источника нейтронов для активационного анализа.

Наибольшее распространение в качестве спектрометрических детекторов излучения получили твердотельные, полупроводниковые счетчики на основе кремния, обеспечивающие счет заряженных частиц и германия для γ-квантов. В стадии разработки находятся полупроводниковые счетчики из теллурида кадмия, обладающие большей чувствительностью к γ-квантам и высоким разрушением линий энергетического спектра.

Применение для регистрации излучения сцинтилляционных детекторов или спектрометрических счетчиков (типа Гейгера — Мюллера, пропорциональный и др.) требует предварительного радиохимического выделения анализируемого элемента.

Чувствительность определения элементов в геологических объектах зависит от выбранных условий облучения (геометрии и числа частиц), сечения ядерной

реакции, выбранного метода регистрации и радиохимического способа выделения анализируемого элемента. Практически чувствительность определения лежит в пределах от 10^{-4}—10^{-6} г для ряда легких элементов (Al, Si, Mg) до 10^{-11}—10^{-12} г для более тяжелых, в частности, для редкоземельных и элементов группы платины.

Вопросы технических приемов активационного анализа и методические указания по анализу на содержание отдельных элементов изложены в большом числе монографий и отдельных статей [6, 35].

§ 5. ЛЮМИНЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ

Люминесцентный анализ основан на возможности атомов переходить из основного в возбужденное состояние при поглощении энергии, поступающей к ним извне (например, фотонное возбуждение), и последующим полным или частичным излучением ее в спектре видимого света. Согласно определению С. И. Вавилова, люминесценцией называется избыток свечения тела над тепловым излучением того же тела в данной спектральной области при данной температуре и при условии, что это избыточное послесвечение обладает длительностью примерно 10^{-10} с и более.

При использовании явления люминесценции в химическом анализе необходимо выделять люминесцентное свечение от равновесного температурного излучения (эмиссионного) и некоторых других видов неравновесного свечения.

Если в основу классификации явлений люминесценции положить метод возбуждения, то можно отметить фотолюминесценцию или флюоресценцию, при которой возбуждение молекул возникает под действием световых квантов, катодолюминесценцию и рентгено-флюоресценцию под действием катодных и рентгеновских лучей, хемилюминесценцию — за счет энергии химической реакции, термолюминесценцию, возникающую при нагревании тел, и некоторые другие виды.

Все перечисленные виды люминесцентного свечения могут иметь для геохимических исследований самостоятельное информационное значение.

Определение элементов люминесцентным методом основано в большинстве случаев на применении люминесцентных органических реагентов, которые с определяемыми элементами способны образовывать внутри комплексные соединения. Эти комплексы при облучении пучком ультрафиолетового излучения ярко светятся в видимой области спектра, в то время как сами реагенты такой способностью не обладают или же светятся другим цветом. Люминесцентный метод анализа в сочетании с химическим разделением дает возможность определить 10^{-8}—10^{-10} г вещества, что делает его конкурентоспособным, например спектрофотометрическим, полярографическим, спектральным, а в ряде случаев даже радиоактивационным и масс-спектральным методами.

Общее число определяемых с помощью люминесценции элементов — более шестидесяти. Наиболее интересной представляется возможность определения рубидия, цезия, бериллия, бора, лантаноидов, циркония, гафния, тория, галогенов, халькогенидных элементов и благородных металлов.

Развитие метода сдерживается отсутствием приборов высокого разрешения. Отечественной промышленностью выпускаются флюориметры типа ФО-1, ФМ-1 и АФС-1. Значительный интерес представляют модели флюориметров, регистрирующих спектр флюоресценции по однолучевой (тип МФ-43 и МФ-44) и двухлучевой схеме, выпускаемые фирмой «Перкин — Ельмер» США [3, 31].

§ 6. ПЛАМЕННАЯ ФОТОМЕТРИЯ

Анализ применяется главным образом для растворов по спектрам испускания, возбуждаемым в газовом пламени, интенсивность которых измеряют фотоэлектрическим способом. Пламенная фотометрия имеет большое значение для определения щелочных и щелочноземельных элементов, например, в горных породах, минералах, рыхлых отложениях, почвах, в предварительно растворяемых веществах, а также в природных водах. При распылении нескольких миллилитров раствора в ацетилено-воздушном или другом пламени с невысокими температурами ($\sim$2500—3500 К) возбуждаются сравнительно простые спектры испускания, допускающие их регистрацию упрощенными спектрометрами или фотометрами. Высокая чувствительность метода позволяет определять при воспроизводимости $\sim$3—5% или немного больше стотысячные доли процента лития и цезия, десятитысячные — рубидия и стронция, тысячные — натрия, калия и кальция, десятые — бария. Правильность результатов этого метода почти всегда удовлетворительна (Полуэктов, 1967 г.). Принципиальная возможность определения им 15—20 других элементов в более горячем пламени утратила свое значение вследствие распространения атомно-абсорбционной спектрометрии пламен (см. § 3, гл. 22). Для измерения интенсивности линий выпускаются простые бездисперсионные пламенные фотометры (определение натрия, калия, кальция), снабжаемые избирательными интерференционными светофильтрами ГП-21, ФПФ-58, «Модель III» (ГДР), и рассчитанные на определение большего количества элементов призменные и дифракционные спектрометры-монохроматоры УМ-2, ЗМР-3, SPM-2 (ГДР), SP-900 (Великобритаиия), В-9 (Япония).

§ 7. ХИМИКО-СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Метод основан на определении элементного состава вещества по его спектру с предварительной химической обработкой пробы. По существу, химико-спектральными являются методы пламенной фотометрии, атомно-абсорбционной спектрометрии, молекулярной спектрофотометрии растворов, рентгеноспектрального анализа химически подготовленных концентратов и другие, но обычно под химико-спектральным или спектрохимическим анализом подразумевают только комбинацию с оптическим эмиссионным анализом (см. § 8, гл. 22). Химическая обработка пробы имеет разные, иногда одновременно решаемые задачи. Концентрирование определяемых микроэлементов из увеличенной до 1—10 г навески, приведение сложного минерального состава проб к более простой, единообразной форме химических соединений для снижения систематических погрешностей спектрального анализа («химическая изоформация» пробы), обеспечение представительной массы пробы до 50—100 г и более при анализе руд благородных металлов с применением не только химической, но и пробирно-химической подготовки. Достигаемые групповым концентрированием — осаждением и соосаждением, экстракцией и другими способами обогащение в 50—500 раз и выше позволяет определять многие микроэлементы на уровне содержаний 10^{-5}—10^{-7}%. Перспективным методом является выделение концентрата на графитовом порошковом коллекторе с последующим эмиссионно-спектральным анализом по способу вдувания в электрическую дугу с помощью такого, например, полуавтоматического устройства, как АИ-3; при таком методе кроме улучшения относительной чувст-

вительности (за счет увеличения навески) улучшается в 10—100 раз абсолютная чувствительность спектрального определения, достигаемая в результате более полного испарения пробы с коллектора. Примером эффективного применения химико-спектрального анализа является определение индивидуальных редкоземельных элементов или платиновых металлов в горных породах [23, 28].

§ 8. ЭМИССИОННЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Важнейший метод определения многоэлементного состава вещества по характеристическому линейчатому спектру испускания (эмиссии) свободных, нейтральных или ионизованных атомов химического элемента в оптическом диапазоне электромагнитных волн. Практическое значение для эмиссионного спектрального анализа (ЭСА) минеральных веществ имеют ультрафиолетовый и видимый участок диапазона 200—850 нм, содержащий чувствительные линии 70 элементов с характерными пределами обнаружения (млн$^{-1}$=г/т):

$\leqslant$1—3 млн$^{-1}$ — Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Ga, Ge, Pb, Sr, Y, Mo, Rh, Pd, Ag, In, Sn, Cs, Ba, Ho, Tu, Y, Lu, Re, Pt, Au, Tl, P, Bi;

10—30 млн$^{-1}$ — Zn, Zr, Nb, Ru, Cd, La, Nd, Eu, Gd, Dy, Er, W, Os, Ir;

100—300 млн$^{-1}$ — F (по полосе CaF^+), P, As, Se, Sb, Te, Ce, Pr, Sm, Tb, Hf, Ta, Hg, Th, U.

Чувствительные линии газов и ряда неметаллов — P, S, Se, Br, I, расположенные в коротком ультрафиолете (менее 200 нм), требуют специальной вакуумной аппаратуры.

По оптическим спектрам, отражающим фундаментальное строение внешних электронных оболочек атома, элемент при качественном ЭСА идентифицируют практически однозначно, измеряя по шкале-спектру железа длины волн нескольких линий, отвечающих энергиям квантов, испускаемых возбужденными атомами при спонтанном переходе в устойчивое состояние. Количественный ЭСА основан на зависимости интенсивности (яркости) аналитической линии от количества совершившихся квантовых переходов (числа квантов), что при условиях, определяемых конкретной методикой, позволяет отградуировать зависимость по стандартным образцам вещества. Для возбуждения спектров испускания электронами газовой плазмы применяют электрические дуги переменного (от генераторов ДГ-2, УГЭ-4, ГЭУ-1 и др.) или постоянного (от полупроводниковых или ртутных выпрямителей) тока силой 0,5—5 нм; температура дуги 3500—7500 K достаточна также для необходимого при ЭСА разрушения кристаллических решеток минералов, испарения и диссоциации молекулярных соединений на свободные атомы и ионы. Способы такой *атомизации* очень разнообразны и могут быть сведены: а) к полному испарению расплавляемой в канале угольного электрода 30—50 мг пробы, характерному для классического полного (полуколичественного) ЭСА и многих количественных методов варьирующих по составу или тугоплавких веществ; б) к неполному — пропорциональному — испарению порошковой пробы путем вдувания в электрическую дугу 50—500 мг вещества, характерному для приближенно-количественного многоэлементного ЭСА и ряда количественных методов, главным образом однотипных по составу горных пород, рыхлых отложений, монофракций минералов. В сочетании с химической обработкой пробы и ее выделением на коллекторе с помощью этого спо-

соба достигается более полное испарение вещества и обеспечивается наиболее чувствительное определение микроэлементов (см. § 10, гл. 22); в) к методам селективного испарения летучих соединений элементов — рения, теллура, молибдена, таллия, индия, ртути и других — относятся количественные методы одноэлементного определения с применением камерных электродов (навески 100—1000 мг).

В анализе растворов на петрогенные и трудновозбудимые элементы (галоиды, сера, селен и др.) иногда используют высоковольтную (генератор ИГ-3) или низковольтную искру (генератор ДГ-2), а также плазмотроны с температурами выше 10 000 К, в том числе высокочастотные с индуктивной связью. Большее значение возбуждение искрой имеет при локальном анализе с лазерным отбором пробы (см. § 14, гл. 22), а в анализе растворов чаще применяют атомно-абсорбционную спектрометрию (см. § 3, гл. 22) и пламенную фотометрию (см. § 6, гл. 22).

Спектральные линии наблюдают, разлагая суммарное излучение вещества в оптический спектр призмой или дифракционной решеткой и регистрируя участок полного спектра пробы на фотопластинке (спектрография) или только аналитические линии определяемых элементов — фотоэлементом, фотоумножителем (спектрометрия). В спектрографии, особенно для ЭСА с определением больших групп элементов из горных пород, применяют светосильные кварцевые (призменные) спектрографы ИСП-30, ИСП-28 (СССР), Q-24 (ГДР), а также дифракционный отечественный спектрограф со скрещенной дисперсией СТЭ-1. При анализе редкоземельных минералов, марганцевых и других руд, конкреций и различных веществ сложного состава полезно применять дифракционные спектрографы высокой дисперсии и разрешения ДФС-8, ДФС-13 (СССР), PGS-2 (ГДР). Достоинства спектрографии — документальность, полнота информации, высокая чувствительность анализа и большая надежность результатов анализа сложных веществ. Спектрометрия, за исключением пламенной и абсорбционной, несмотря на лучшую воспроизводимость (3—5%) и оперативность, при изучении минеральных веществ используется ограниченно — для прямого анализа главных компонентов горных пород и в химико-спектральном анализе с квантометрами ДФС-36, ДФС-10 (СССР), Q-31000 (Франция и Швейцария) и др.

Главной областью ЭСА минеральных веществ остается многоэлементный анализ малых содержаний (менее нескольких процентов). Благодаря простоте и высокой производительности эмиссионный анализ успешно конкурирует с другими физическими и химическими методами. Важнейшее значение сохраняется также за полуколичественным анализом, с помощью которого при контроле по стандартным образцам и тщательном выполнении анализа можно решать многие задачи геохимии при минимальных затратах. Воспроизводимость результатов этого метода измеряется 4—5 значимыми цифрами в каждом порядке содержаний (приближенно-количественный 6—8 цифрами) при надежности 68%; дуговые количественные спектрографические методы характеризуются воспроизводимостью 5—30%. Однако фактическая правильность — полная ошибка, обусловленная главным образом систематическими погрешностями для содержаний ниже 0,1%, практически одинакова и для количественного (в среднем 50—60%), и для полуколичественного ЭСА (в среднем 60—70%). Правильность результатов количественного анализа можно улучшить, применяя стандартные образцы естественных веществ, а полуколичественного — дублированием анализов [20, 23, 27, 28, 33].

§ 9. ЭМИССИОННЫЙ ПЛАЗМЕННЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Новое направление в ЭСА — эмиссионный плазменный спектральный анализ основано на использовании для возбуждения характеристического линейчатого спектра нагрева мелкодисперсного аэрозоля анализируемого вещества в аргоновой плазме высокочастотного индукционного разряда.

Для регистрации спектра испускания применяют либо многоканальные спектроанализаторы, допускающие возможность одновременного многоэлементного анализа, например силикатного, либо сканирующие монохроматоры с возможным управлением от ЭВМ, измеряющие интенсивность спектральных линий для исследуемой последовательности анализируемых элементов.

За счет особенностей высокочастотного индукционного способа возбуждения методу присущи низкие пределы обнаружения, высокая точность и большой линейный диапазон (10^5) зависимости сигнала от концентрации элемента. Чувствительность определения практически всех определяемых в спектральном анализе элементов при исследовании их растворов находится на уровне 10^{-6}—10^{-8}%.

Высокая температура в плазменном канале обеспечивает прекрасную возможность анализа трудновозбуждаемых элементов и таких элементов, как углерод, сера, фосфор, селен, ранее требующих специальных методов исследования и вакуумной оптической аппаратуры [30, 45].

§ 10. ЭЛЕКТРОННЫЙ ПАРАМАГНИТНЫЙ РЕЗОНАНС

Электронный парамагнитный резонанс (ЭПР) представляет собой резонансное поглощение энергии радиочастотного излучения веществами, содержащими парамагнитные частицы (атомы, молекулы, ионы, радикалы), обладающие постоянным магнитным моментом при наложении статического магнитного поля. Благодаря возможности ориентации магнитного момента по отношению к направлению магнитного поля основной энергетический уровень парамагнитной частицы расщепляется на ряд подуровней, квантовые переходы между которыми вызывают появление одной или нескольких линий резонансного поглощения.

Для регистрации спектров ЭПР применяются радиоспектрометры, в которых частота радиочастотного излучения, генерируемого клистроном, поддерживается постоянной, а в широких пределах меняется магнитное поле, создаваемое электромагнитом. К настоящему времени разработано большое количество разнообразных спектрометров, серийных и уникальных, отечественного и зарубежного производства; спектрометры ЭПР серийного выпуска работают обычно в областях частот 9—10, 24 и 37 ГГц. Серийные приборы выпускают фирмы «Varian», «Bruker», «Jeol», «Thomson», имеются также отечественные установки РЭ-1306, РЭ-1307, РЭ-1308. Для геологов специально разработан малогабаритный спектрометр ЭПР «Минск» массой 40 кг, позволяющий проводить измерения в полевых условиях.

В геологических исследованиях основными объектами изучения являются кристаллы, содержащие парамагнитные центры двух типов: примесные парамагнитные ионы (ионы переходных групп) и электронно-дырочные центры. Оптимальные концентрации парамагнитных ионов колеблются от 0,1 до 0,001%. Увеличение концентрации этих ионов ведет к расплывчатому изображению ре-

зонансных линий. Большая концентрация одного из парамагнитных ионов может препятствовать наблюдению других парамагнитных ионов, присутствующих в оптимальной концентрации. Спектры некоторых ионов хорошо видны только при низких температурах. Для исследования методом ЭПР пригодны ионы, дающие спектры при комнатной температуре: Cr^{3+}, Mn^{2+}, Fe^{3+}, Ni^{2+}, Cu^{2+}, Ti^{3+}, Eu^{2+}, Gd^{3+}. Однако главной областью применения ЭПР в геологии стали в последнее время электронно-дырочные центры, широко распространенные во всех природных соединениях. Кроме того, они могут создаваться путем облучения кристаллов рентгеновским, гамма-облучением и др.

С помощью ЭПР однозначно отличают примесные ионы, изоморфно входящие в решетку. По спектру ЭПР судят о валентности, координации, характере химической связи, локальной симметрии иона, устанавливают связь наблюдаемого спектра с определенным структурным положением, а также характер распределения примесных ионов по неэквивалентным структурным положениям.

Электронно-дырочные центры могут использоваться в качестве геохимических, а в отдельных случаях и поисковых критериев. Образование центров позволяет прослеживать природные процессы: радиационные и термические; структурные превращения: упорядочение и метамиктность; региональные геохимические процессы по наличию в них тех или иных центров или их ассоциаций; формирование отдельных комплексов, этапы процессов и их физико-химические условия и т. п. [12, 22].

§ 11. ЯДЕРНЫЙ МАГНИТНЫЙ РЕЗОНАНС

Метод ядерного магнитного резонанса (ЯМР) основан на резонансном поглощении электромагнитной энергии в веществах, обусловленном магнетизмом ядер. Эффект поглощения наблюдается в сильном магнитном поле, на которое накладывается более слабое поле области радиочастот. Источником излучения в ЯМР служит генератор радиочастот 10—60 МГц (длина волн 30—50 м). Образец в кристаллическом или порошкообразном состоянии помещается между полюсами магнита. Регистрация спектра производится либо визуально на экране осциллографа, либо с помощью самописца. Наибольшее распространение получили приборы: BS-487C (ЧССР), WL-9/12/15 («Varian», США), SWL-100, HX-270, SXP 2-200, Минниспек рс 20 («Bruker», ФРГ) и установки РЯ-2301 и РЯ-2304 отечественного производства.

В ЯМР-спектроскопии важны следующие характеристики ядер: спин, наличие магнитного и квадрупольного моментов; величина магнитного момента; естественное содержание изотопа. Интенсивные спектры ЯМР дают ядра: ^{1}H, ^{19}F, ^{31}P со спином 1-1/2, (спектр в этих случаях состоит из одной линии), ^{7}Li, ^{9}Be, ^{11}B, ^{23}Na со спином 1-3/2 и ^{27}Al с 1-5/2. Для наблюдения эффекта необходимо, чтобы исследуемые ядра содержались в значительных количествах (т. е. являлись основным компонентом) и желательно в значительном объеме ($\sim$0,5 см^3).

Существуют две методики ЯМР-спектроскопии: 1) ЯМР высокого разрешения, применяющийся для исследования жидкостей и являющийся стандартным способом определения строения органических молекул, и 2) ЯМР широких линий для изучения твердых тел, используемый в геологических исследованиях. Из спектров ЯМР в твердых телах можно получить информацию по структуре, например о расстояниях между ближайшими ядрами, об ориентации соединяющего их направления, о наличии неэквивалентных ориентаций и неэквивалентных

положений этих ядер, о характере упорядочения их в структуре, а при наличии квадрупольного момента у ядра — также об одной из важнейших характеристик кристаллического поля — его градиенте. Бо́льшую часть этих сведений получают в результате длительной обработки наблюдаемых спектров, как правило, с применением вычислительных машин. Это обстоятельство является пока основной причиной ограниченного использования ЯМР в геологических исследованиях [12].

§ 12. ЯДЕРНАЯ ГАММА-РЕЗОНАНСНАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ

Метод ядерной гамма-резонансной спектроскопии (ЯГР) еще называют методом мессбауэровской спектроскопии.

При получении ядер элементов мягкими γ-лучами, испускаемыми соответствующим источником, энергия вторичного (возбужденного) излучения уменьшается из-за потерь на отдачу ядра (энергия отдачи). В случае если исследуемое ядро элемента входит в состав кристалла, импульс отдачи воспринимается всей кристаллической решеткой, и излучение таких закрепленных ядер происходит практически без потерь на отдачу. Полной компенсации энергетических потерь и резонансного эффекта Мессбауэра можно добиться механическим способом, перемещая испытуемый образец относительно источника с различной скоростью (частотой). Значение резонансной частоты отвечает определенному энергетическому состоянию атома в кристаллической решетке.

Таким образом, измерив ширину резонансной линии, величину резонансного эффекта, изомерный сдвиг, квадрупольное расщепление, сверхтонкое магнитное взаимодействие и асимметрию линий, а также установив температурные зависимости этих параметров, получаем представление о валентности элемента, его координации в кристаллической решетке, типе связи, а также о спиновом и магнитном состоянии.

Метод мессбауэровской спектроскопии может быть применим для анализов состояния таких элементов, которые имеют соответствующие источники мягкого γ-излучения и измеримое время жизни (10^{-6}—10^{-13} с) возбужденного состояния. Наиболее характерными мессбауэровскими ядрами являются ^{57}Fe, ^{119}Sn, ^{125}Te, ^{127}Y, ^{197}Au, $^{191,193}Ar$, ядра редкоземельных элементов и актиноидов, ^{19}K, ^{37}Rb, ^{55}Cs, ^{30}Zn, ^{60}Hg, ^{51}Sb.

Испытуемые образцы не нуждаются в предварительных минералого-петрографических исследованиях и химической обработке. При применении метода могут исследоваться образцы в порошкообразном виде в количествах не менее 200 мг, а также дисперсные и рентгено-аморфные фазы, стёкла и адсорбированные пленки при концентрациях, соответствующих сотым долям процента или породообразующим компонентам.

Объем получаемой от расшифровки спектров информации практически не зависит от дисперсности пробы.

В настоящее время стандартные установки для производства ЯГР отечественная промышленность не выпускает. В качестве источника излучения можно рекомендовать перечисленные выше изотопы мессбауэровских ядер. Для регистрации и расшифровки спектра используют стандартный набор детекторов и анализаторов спектра типа АИ-512, АИ-1024 и др., применяемых в ядерной спектроскопии.

В рамках сотрудничества стран СЭВ в области научного приборостроения

комплект аппаратуры для мессбауэровской спектроскопии выпускается Венгерским внешнеторговым объединением.

Воспроизводимость и точность анализа данным методом в значительной мере определяется качеством используемой аппаратуры. Усовершенствованная аппаратура для исследования мессбауэровских спектров — компактные многоканальные анализаторы энергетических спектров, высокоэффективные твердотельные детекторы высокого разрешения с возможностью использовать ЭВМ для расчета сложных спектров — будет способствовать более широкому применению метода Мессбауэра для исследования геологических объектов [12].

§ 13. АВТОРАДИОГРАФИЯ

Фотографические эмульсии под действием ядерного излучения ведут себя так же, как под воздействием света. Эта закономерность используется для регистрации пространственного распределения естественной или наведенной искусственно радиоактивности геологических образцов.

Время экспонирования фотоэмульсий образцами облученными или с естественной радиоактивностью подбирается экспериментальным путем.

Разрешающая сила метода ограничена размером зерен серебра в эмульсии и практически составляет около 250 линий на 1 мм. Чувствительность метода весьма высока и сравнима с регистрацией излучения на низкофоновом счетчике Гейгера.

Последовательно экспонируя шлифы облученных или радиоактивных минералов и обрабатывая их химическими реагентами, можно выявить пространственное распределение и химические свойства включений отдельных элементов, их геохимическое поведение. С помощью метода авторадиографии изучают сорбцию элементов или поверхностно активных веществ на исследуемых образцах. Метод авторадиографии может оказаться полезным при изучении распределения элементов в отдельных фракциях атмосферной и эоловой пыли, а также элементов с естественной радиоактивностью (Be^7), образующихся в атмосфере под воздействием космического излучения.

В настоящее время развивается самостоятельное направление авторадиографии, основанное на измерении следов осколков спонтанно делящихся ядер непосредственно в шлифах или материале детектора. В качестве детектора вместо фотоэмульсии применяются слюдяные или лавсановые пленки. Это позволяет по трекам осколков деления оценивать содержание делящегося материала и устанавливать возраст породы.

В целом описываемый метод заслуживает более широкого внедрения при геологических исследованиях.

§ 14. ЛОКАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ С ЛАЗЕРНЫМ ОТБОРОМ ПРОБЫ

Названный метод относится к новым, интенсивно развиваемым методам многоэлементного микроанализа, сочетающим эмиссионный спектральный анализ (см. § 8, гл. 22) с возможностью локального отбора микропробы мощным импульсом когерентного излучения от оптического квантового генератора — лазера. Явление квантового усилеиия света до необычайно высокой плотности энергии кегерентного излучения в точке оптического фокусирования на образце ($\sim 10^{12}$ Вт·см$^{-2}$), в миллиарды раз превышающей достигаемую для обычного света, создает электронную температуру $\sim$ 20 000 К, обеспечивая практиче-

ски мгновенное, взрывное испарение нескольких микрограммов пробы при локальности (кратере) 15—150 мкм и глубине кратера ~2/3 от локальности.

Усиление потока света основано на принципе индуцированной эмиссии — явлении, обратном поглощению света при атомно-абсорбционной спектрометрии (см. § 3, гл. 22), и заключающемся в согласованном (когерентном) по времени, фазе, направлению и длине волны испускании света множеством возбужденных ионов-активаторов твердотельного резонатора (стекла с Nd^{3+} или рубина с Cr^{3+}). Испускание света, в отличие от ЭСА, происходит не спонтанно, а вынужденно — в результате облучения резонатора пучком света той же длины волны от мощной ксеноновой лампы.

Продукт испарения пробы, выбрасываемый в виде факела плазмы, анализируют обычным эмиссионным методом, с разрывом по времени, собирая пробу на электроде (прибор «Коралл-1», СССР), либо сразу, пропуская через факел высоковольтный искровой разряд (прибор LMA-1 и LMA-10, ГДР; МСЛ-2, СССР), используя в обоих вариантах любой подходящий спектрограф. Одновременно определяются те же элементы, которые устанавливаются эмиссионным спектральным анализом при содержаниях ~10^{-3}—10^{-2}%, что соответствует ~10^{-12}—10^{-11} г. Воспроизводимость метода ~5—30% относительных, но гарантии от систематических погрешностей зависят от наличия стандартных однородных образцов. Количественные методы разработаны для анализа граната, касситерита, вольфрамита, хромшпинелида и многих сульфидных минералов. Особенно широко используют метод для полуколичественного анализа зерен, включений, микронеоднородностей, а также установления особенностей окраски, слоистости, граней роста минералов, для чего применяют режим «свободной генерации» лазерного импульса. При анализе прозрачных минералов и особенно тонких минеральных пленок, налетов перспективен режим «модулированной добротности» (гигантского импульса), а для определения главных компонентов эффективно использование собственного излучения лазерной плазмы.

Для изучения микронеоднородных, микроскопически трудно идентифицируемых минеральных ассоциаций представляет интерес сочетание «многоточечного» локально-лазерного зондирования и корреляционно-факторной интерпретации интенсивностей спектральных линий, дающих представление о генетических (парагенетических) связях элементов без определения их содержаний [20, 27].

§ 15. ЭЛЕКТРОННОЗОНДОВЫЙ МИКРОАНАЛИЗ

Используя локальный рентгеноспектральный анализ (электроннозондовый микроанализ), можно обнаружить присутствие в объеме 0,1—2 мкм³ практически всех элементов периодической системы в пределах 2—20% массового их содержания и проводить количественный химический анализ, например, шлифов и аншлифов из сплавов, минералов, шлаков, органических и неорганических соединений на все элементы с локальностью 1—2 мкм без разрушения образца. Абсолютная чувствительность электроннозондового микроанализа гораздо слабее, чем чувствительность методов оптической спектроскопии или рентгеновского флуоресцентного анализа. Высокая же локальная чувствительность (10^{-13}—10^{-16} г) и некоторые другие особенности метода делают его уникальным и полезным для решения широкого круга задач в различных областях науки и техники. Обычным становится использование электроннозондового микроанализа для диагностики новых минералов, идентификации включений, исследования срастания минеральных фаз и определения однородности в пределах фазы. В ре-

зультате возросшего интереса к объектам космоса при выполнении программы космических исследований были изучены пробы лунного грунта и большое число метеоритов.

Современные микроанализаторы — это вакуумные приборы, с помощью которых можно выделить различные следующие элементы. Электроннооптическая система, состоящая из электронной пушки и электромагнитных линз, формирует пучок электронов с энергиями 5—40 кэВ на поверхности образца размером 0,1—2 мкм. Оптический микроскоп позволяет наблюдать объект с увеличением 400—450. Для получения распределения элементов по поверхности объекта служит устройство для сканирования электронного зонда. На объектном столике размещаются исследуемые образцы и эталоны. Рентгеновские спектрометры волновой либо энергетической дисперсии детектируют возникшее в образце рентгеновское излучение. Специальные приставки предназначены для автоматической записи интенсивности линий и всех параметров прибора (тока зонда и напряжения), для количественного металлографического фазового анализа, для исследования катодолюминесценции, для определения ориентации монокристаллов и параметров решетки и др.

С помощью электроннозондового микроанализа, можно решать задачи и качественного, полуколичественного и количественного анализов. При качественном локальном рентгеноспектральном анализе используют различные возможности микроанализатора: сканирование спектрометра по углам, линейное перемещение анализируемого образца под электронным зондом с одновременной записью интенсивности рентгеновского излучения на самописце; использование растровых картин распределения элементов в электронах и характеристическом рентгеновском излучении, получаемые на экране видеоконтрольного устройства.

При количественном рентгеноспектральном микроанализе измеряют отношение интенсивностей характеристического рентгеновского излучения от анализируемого образца к интенсивности той же линии от эталона, которое только в первом приближении можно считать равным массовому содержанию элемента в микрообъеме исследуемого вещества. Отсутствие однозначного соответствия между отношением интенсивностей и массовой концентрацией элемента связано с различным торможением и рассеянием электронов в веществе образца и эталона, различным поглощением в них возбужденного характеристического излучения, с флуоресцентным возбуждением анализируемой линии как характеристическими линиями других элементов, присутствующих в образце, так тормозным рентгеновским спектром. Для учета этих эффектов вводится поправка на атомный номер, поглощение и флуоресценцию. Существует значительное число различных методов введения поправок. Как правило, вычисление концентрации из экспериментального отношения интенсивностей рентгеновского излучения проводится на ЭВМ [8, 11, 18, 26, 32].

§ 16. ТЕРМИЧЕСКИЙ МЕТОД

Метод основан на изучении фазовых превращений объекта при нагревании или охлаждении его в заданных пределах температур, чаще всего 20—1000 °С, характеризующихся определенной скоростью (Н. Д. Топор, 1964 г.). К числу фазовых превращений относятся например, удаление воды, окисление, диссоциация карбонатов. Они регистрируются на термограмме в виде кривых изменений температур и массы по отношению к инертному веществу на воздухе или в среде какого-либо газа. В последнее время регистрацию этих изменений со-

провождают определениями газовой составляющей реакций. Для термических исследований используются установки типа АТВУ, НТР, Дериватограф и др.

Метод широко используется при изучении почв, кор выветривания, осадочных отложений. Изучают целые образцы и отдельные их части или фракции гранулометрического спектра, в частности глинистые и коллоидные. С помощью термического метода изучают минералы класса солей, карбонатов, соединений серы, минералы групп окислов — гидроокислов, в особенности алюминия и железа, глинистые минералы. Один из основных способов изучения минерального состава поликомпонентных объектов — сравнение их термограмм с термограммами известных минералов и их смесями. Метод дает представление о качественном и полуколичественном, иногда количественном минеральном составе таких объектов.

§ 17. РЕНТГЕНОВСКИЙ МЕТОД

В основе метода лежит свойство рентгеновских лучей дифрагировать и интерферировать от атомных плоскостей кристаллов в соответствии с законом Вульфа — Брегга. Основные рентгеновские характеристики: значение межплоскостных расстояний и интенсивности рефлексов.

В зависимости от способа регистрации различают рентгеновский метод (РМ) в камерах, когда рентгеновская картина фиксируется на фотопленке, и рентгеновскую дифрактометрию, когда отраженные кванты регистрируют с помощью различных счетчиков и записывают на ленте потенциометров. Целесообразно иметь в лабораториях приборы с камерами и дифрактометры, так как это обеспечивает получение более разнообразных характеристик объектов.

Метод используется для изучения минерального состава осадочных пород (фазовый рентгеновский анализ) и структуры отдельных минералов и смешаннослойных образований. Точность метода различна для минералов с разными структурой и дисперсностью. Для полуминеральных глинистых объектов он обеспечивает получение лишь полуколичественной информации.

В СССР используются: рентгеновские аппараты с камерами типа УРС-55А; УСР-70 и др.; дифрактометры УРС-50 И—М; ДРОН-0,5; ДРОН-1,0; ДРОН-2,0. В комплекте аппарата ДРОН-2,0 имеется особая установка для анализа объектов в камерах. В других странах наибольшее распространение получили дифрактометры фирмы «Филлипс».

Рентгеновские методы исключительно широко применяются для фазового и структурного анализа остаточных, стабильных и метастабильных новообразованных минералов в различных природных объектах: породах, осадках, взвесях рек, почвах, корах выветривания, продуктах гидротермальных изменений и т. п., а также продуктах искусственного синтеза или трансформаций при моделировании процессов минералообразования. Изучаются минералы, представленные крупными кристаллами, в том числе единичные зерна, а также тонкодисперсные фракции размерностью $<0{,}001$ и $<0{,}002$ мм. В последние годы при изучении осадков океанических бассейнов получают данные рентгеновского анализа для проб в целом. Высокая точность и производительность метода обеспечивают особенно широкое использование рентгеновской дифрактометрии при массовых определениях.

Р М является одним из самых распространенных методов изучения минерального состава, а наряду с электронографическим методом — структуры мине-

ралов в геохимии и литологии. При изучении характерных для целей геохимии и литологии минералов со смешаннослойными структурами Р М является практически единственным. Он незаменим при изучении различных тонкозернистых образований [21, 25].

§ 18. ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ

С помощью метода электронной микроскопии наблюдают объекты исследования при увеличениях и с разрешающей способностью, недоступной световой микроскопии.

Объекты изучают, используя сложные высоковольтные вакуумные приборы — электронные микроскопы, в которых вместо светового луча поступает поток электронов, действующих под влиянием электрического и магнитного полей.

Существует несколько систем электронных микроскопов. Для исследования геологических объектов применяются микроскопы просвечивающего и растрового (сканирующего) типов.

В просвечивающем электронном микроскопе (ПЭМ) поток электронов проходит через препарат и с помощью магнитных и электростатических линз на флюоресцирующем экране создает конечное увеличенное изображение (Техника электронной микроскопии, 1965 г.; Г. Шаммель, 1972 г.).

Толщина препарата не должна превышать нескольких тысяч нанометров и он не должен изменяться под влиянием электронов и в условиях вакуума.

Применяя просвечивающую электронную микроскопию [19] изучают породу в дисперсном состоянии — метод суспензии и порошков — и микростроение породы без нарушения ее естественного сложения — метод реплик и ультратонких срезов (Г. С. Грицаенко, Б. Б. Звягин, 1969 г.).

При изучении породы в дисперсном состоянии, по мнению Л. Г. Рекшинской (1966 г.), можно получать сведения о размере, форме, степени окристаллизованности глинистых или находящихся в дисперсном состоянии неглинистых минералов и органического вещества, устанавливать присутствие незначительных примесей.

Точно определить минеральную принадлежность исследуемых частиц по их морфологии возможно только при наличии характерных кристаллографических очертаний [5] и с помощью микродифракции электронов. В прочих случаях необходимо привлекать данные рентгеноструктурного и других анализов, характеризующих минеральный состав породы.

Препарат, исследуемый с помощью ПЭМ, очень мал (d 2—3 мм). Для его приготовления необходима навеска глинистых пород массой примерно 0,5 г, неглинистых — несколько больше.

Поскольку ПЭМ позволяет изучать только очень тонкие срезы, нельзя поместить в прибор для наблюдения микростроения образец породы. Исследуется отпечаток с его поверхности — реплика или ультратонкий срез.

Реплика готовится из материала, отличного по химическому составу от объекта. Она точно повторяет рельеф поверхности и может дать сведения о наличии или отсутствии ориентировки структурных элементов, о характере поверхности зерен, кристаллов, органических остатков.

С помощью метода реплик нельзя изучать поровое пространство. Некоторые сведения о нем можно получить лишь в том случае, если происходит заполнение пор материалом, отличающимся по микростроению от основной части породы.

Реплики с извлечением позволяют определить минеральный состав отдельных зерен породы с помощью дифракции электронов.

Реплики очень сложно интерпретировать, поскольку ПЭМ дает возможность наблюдать объекты при увеличении 1000× и более. Невозможность видеть препарат при малых увеличениях не позволяет получить общее представление о микростроении породы. До появления растрового электроиного микроскопа реплики являлись единственным методом прямого изучения тонкой структуры породы.

Ультратонкий срез — срез породы или минерала, толщина которого составляет не более нескольких тысяч нанометров. Получают ультратонкие срезы с помощью приборов-ультрамикротомов. Дисперсные породы необходимо предварительно закреплять смолами. Ультратонкие срезы позволяют изучать микростроение породы, включая поровое пространство, а также получать сведения о ее минеральном составе благодаря дифракции электронов.

Метод мало распространен из-за большой трудоемкости. Кроме того до сих пор точно не определена степень деформации породы при изготовлении препаратов. Срезы очень удобны при изучении кристаллографических особенностей глинистых минералов с помощью дифракции электронов.

Просвечивающие электронные микроскопы выпускаются большинством промышленноразвитых стран.

В Советском Союзе созданы такие приборы первого класса, как ЭМВ-100К, ЭМВ-100Л, ЭМВ-100БР (просвечивающий микроскоп с возможностью работы в растровом режиме), ЭММА-3 (микроскоп просвечивающего типа с системой для рентгеновского локального анализа), ЭМВ-100АК (электронный микроскоп с системой анализа изображения объектов по статистическим характеристикам).

Наилучшая разрешающая способность современных приборов просвечивающего типа составляет $3 \cdot 10^{-10}$—$4 \cdot 10^{-10}$ м, увеличение достигает 250 000×.

В основу работы растрового (сканирующего) электронного микроскопа (РЭМ) положен телевизионный принцип развертки тонкого пучка электронов или ионов по поверхности образца [16]. Визуальное наблюдение обеспечивается применением кинескопов. РЭМ обладает большой глубиной фокуса 0,6—0,8 мм (примерно на два порядка выше, чем у оптических микроскопов и электронных микроскопов просвечивающего типа), что позволяет непосредственно изучать монолитные образцы пород с произвольной геометрией поверхности, не подвергая их специальной и трудоемкой подготовке, необходимой для просвечивающей электронной микроскопии. Благодаря большой глубине резкости изображение на экране кинескопа глаз автоматически интерпретирует как трехмерное, появляется возможность исследовать структуру порового пространства (размер, форма и взаимоотношение пор в породе).

Увеличение прибора определяется отношением амплитуд развертки луча по экрану кинескопа и на объекте и для современных растровых электронных микроскопов может соответствовать диапазону от 50× до 100 000×. Возможность работать при малых увеличениях впервые позволила уничтожить разрыв между увеличениями световых и электронных микроскопов.

Наилучшее разрешение РЭМ в настоящее время $50 \cdot 10^{-9}$—$70 \cdot 10^{-9}$ нм, что на порядок ниже, чем у современного просвечивающего электронного микроскопа. Однако РЭМ незаменим при исследовании микростроения пород, поскольку позволяет непосредственно наблюдать поверхность массивных образцов и получать информацию не только о взаимном расположении минералов, но и о структуре порового пространства.

Ускоряющее напряжение электронов 5—50 кВ. Электронный зонд, сканирующий по объекту, имеет очень малые ток и мощность, выделяемую на элементе поверхности. Она недостаточна для нагрева и разрушения даже биологических объектов. При бомбардировке объекта пучком электронов возникает ряд физических явлений, используемых для формирования изображения на трубке кинескопа. Образуются вторичные электроны, отраженные электроны, инфракрасное и рентгеновское излучение. Все это позволяет получать значительную информацию о природе изучаемого объекта. Обычно при исследовании пород для образования видеосигнала используют вторичные электроны, дающие наибольшую четкость изображения шероховатых поверхностей.

Применяемые в РЭМ приставки позволяют осуществлять наклон образца и вращение его вокруг вертикальной оси, сжатие, растяжение, нагрев и охлаждение. Конкретные технические данные приставок определяются маркой прибора.

Несмотря на огромные возможности РЭМ, которые далеко не полностью используются при исследовании пород, этот прибор не является конкурентом обычного просвечивающего электронного микроскопа. Последний предпочитают использовать, если для исследования требуется высокая разрешающая способность.

Подготовка образцов к просмотру. При изучении структурно-текстурных особенностей пород отбираются ориентированные образцы. Ориентация определяется задачами исследований. Размер образцов зависит от размера препаратодержателя микроскопа, который в приборах различных марок равен 10—40 мм. Высота исследуемого объекта может достигать 20 мм и особой роли не играет, поскольку исследуется поверхность образца [14].

Глины и глинистые породы, влажные в естественных условиях, должны быть доставлены в лабораторию в законсервированном виде и далее высушены методом вакуумной морозной сушки для сохранения микростроения. Изучение с помощью РЭМ таких пород, высушенных на воздухе, не имеет смысла.

Наилучшие результаты при исследовании дисперсных пород дает изучение свежего скола. Зачистка поверхности образца лезвием бритвы или ножа, а также пришлифовка его недопустимы, так как поры забиваются мелким материалом, и на поверхности образца остаются борозды от лезвия. Плотные скальные породы шлифуются и затем протравливаются в парах соответствующей кислоты, что позволяет выявить границы отдельных зерен и характер их контактов.

Чтобы предотвратить скопление электрического заряда, на поверхность образца наносится тонкая пленка металла. Металл напыляется в вакуумной напылительной установке, желательно с вращающимся в двух взаимно перпендикулярных направлениях держателем объектов. Наилучшие результаты при напылении дает золото. Толщина пленки металла для дисперсных пород может изменяться в пределах $50 \cdot 10^{-9} - 200 \cdot 10^{-9}$ нм и увеличиваться с ростом шероховатости поверхности. Затем образец помещается в РЭМ для исследований.

Области применения РЭМ в геологии. Широкий диапазон увеличений прибора позволяет изучать определенное место шлифа, выбранное с помощью поляризационного микроскопа. Шлиф готовится по обычной методике, но не накрывается покровным стеклом. После изучения в световом микроскопе выбранное место шлифа вырезается стеклорезом со стороны предметного стекла, покрывается пленкой металла и помещается в растровый микроскоп для дальнейших исследований.

Значительно больше информации дает изучение скола породы. Например,

можно наблюдать характер ориентации структурных элементов при малых увеличениях, постепенно повышая увеличение, — морфологию поверхности отдельных кристаллов и агрегатов, дефектность граней, степень кристалличности, а также определять размер структурных элементов. Большие возможности открывает использование РЭМ в изучении вторичных процессов в породах — аутигенное минералообразование и его стадийность, влияние этого процесса на структуру порового пространства. РЭМ незаменим при изучении поверхности песчаных зерен, пыльцы, ископаемой флоры и фауны. Интерпретацию результатов следует проводить, учитывая данные изучения породы в шлифах, рентгеновской дифрактометрии и исследования глинистой фракции методом суспензий в РЭМ.

Применение различных приставок дает возможность наблюдать процесс изменения микростроения пород при сжатии, нагревании и охлаждении.

В настоящее время созданы приборы с анализаторами изображения на основе ЭВМ. Специально разработанные программы позволяют получать данные о распределении пор или других структурных элементов по размеру, определять площадь, занимаемую порами или твердой фазой.

Источником количественных характеристик микростроения породы может являться фотопленка, отснятая при исследовании образца в РЭМ.

При взаимодействии электронного пучка с образцом возникает рентгеновское излучение, которое используется для выявления химического состава породы [32]. Рентгеновское излучение регистрируется кристальными спектрометрами, которыми может быть оснащен растровый электронный микроскоп. Несколько спектрометров, каждый из которых имеет несколько кристаллов, необходимо иметь для того, чтобы одновременно проводить анализ по нескольким элементам, и использовать разнообразные кристаллы, требующиеся для оптимизации условий анализа в различных диапазонах длин волн.

С помощью такого прибора можно проводить рентгеновский локальный качественный или количественный микроанализ на все элементы периодической таблицы, начиная с бора.

Качественный анализ основан на возможности измерять с помощью спектрометрической системы энергию характеристических линий рентгеновского излучения и связывать эти энергии с наличием определенных элементов в анализируемом образце.

При количественном анализе в одинаковом режиме выполняют точные измерения интенсивности спектральных линий, соответствующих заранее выбранным элементам в образце и эталоне; вычисляют отношения интенсивностей линий и преобразуют эти данные в значения химической концентрации.

Количественный анализ может выполняться с относительной точностью 2—5%.

Проведение количественного химического анализа дисперсных пород осложняется тем, что его следует проводить с полированных поверхностей.

В настоящее время растровые электронные микроскопы и рентгеновские микроанализаторы выпускают СССР, Великобритания, США, Франция, Чехословакия, Япония.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов В. И.* Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М., Наука, 1980.

2. *Галимов Э. М.* Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. М., Недра, 1973.

3. *Головина А. П., Левшин Л. А.* Химический люминесцентный анализ неорганических веществ. М., Химия, 1978, 246 с.

4. *Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. М., Наука, 1974, с. 272.

5. *Дриц В. А.* Структурное исследование минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. М., Наука, 1981.

6. *Зайцев Е. И., Сотсков Ю. П., Резников Р. С.* Нейтронно-активационный анализ горных пород на редкие элементы. М., Недра, 1978, 100 с.

7. *Иванов Д. Н.* Спектральный анализ почв. М., Колос, 1974.

8. *Кальнер В. Д., Зильберман А. Г.* Практика микрозондовых методов исследования металлов и сплавов. М., Металлургия, 1981.

9. *К оценке* и сопоставлению пределов обнаружения в атомно-абсорбционной спектрометрии/Б. В. Львов, Д. А. Кацков, Л. К. Ползик, Л. П. Кругликова. — Журн. прикладн. спектроскопии. Т. XXIII, вып. 4, 1975, с. 571—577.

10. *Лабораторные* методы исследования минералов, руд и пород/Ю. С. Бородаев, Н. И. Еремин, Ф. П. Мельников, В. И. Старостин. М., Изд-во МГУ, 1975.

11. *Локальные* методы анализа материалов/И. Б. Боровский, Ф. Ф. Водоватов, А. А. Жуков, В. Т. Черепин. М., Металлургия, 1973.

12. *Марфунин А. С.* Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М., Недра, 1975.

13. *Методические* основы исследования химического состава горных пород, руд и минералов. М., Недра, 1979.

14. *Методы* изучения минералогического состава и органического вещества почв. Под ред. акад. ВАСХНИЛ И. С. Рабочева, Ашхабад, Ылым, 1975.

15. *Прайс В.* Аналитическая атомно-абсорбционная спектроскопия. М., Мир, 1976.

16. *Практическая* растровая электронная микроскопия. М., Мир, 1978.

17. *Проблемы* спектров комбинационного рассеяния. М., Мир, 1977.

18. *Рид С.* Электронно-зондовый микроанализ. М., Мир, 1979.

19. *Сергеева Н. Е.* Введение в электронную микроскопию. Изд-во МГУ, М., 1978.

20. *Спектрометрические* методы анализа в геохимии. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Новосибирск, 1980, 125 с.

21. *Спектроскопические методы* определения элементов. М., Мир, 1979.

22. *Специализированный* спектрометр ЭПР для работы в полевых условиях/Л. В. Бершов, В. Н. Линев, Б. М. Моисеев и др. — Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1981.

23. *Тарасевич Н. И., Семененко К. А., Хлыстова А. Д.* Методы спектрального и химико-спектрального анализа. Изд-во МГУ, М., 1973.

24. *Тейс Р. В., Найдин Д. П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., Наука, 1973, с. 255.

25. *Урусов В. С.* Энергетическая кристаллохимия. М., Наука, 1975.

26. *Физические* основы рентгеноспектрального локального анализа. М., Наука, 1973.

27. *Хитров В. Г.* Оптический атомный спектральный анализ. — В кн.: Методические основы химического состава горных пород, руд и минералов. М., Недра, 1979, с. 227—274.

28. *Хитров В. Г., Белоусов Г. Е., Сычкова В. А.* Методика спектрохимического анализа природных и промышленных материалов на платиновые металлы. — Журн. прикладн. спектроскопии, 1980, т. XXXII, вып. 5, с. 773—776.

29. *Чердынцев В. В.* Ядерная вулканология. М., Наука, 1973, с. 208.

30. *Чопоров Д. Я., Симонов И. Л., Степанец М. И.* Анализ основного состава геологических пород (силикатный) методом эмиссионной спектрометрии с высокочастотным индукционным плазменным источником возбуждения. — Материалы Второй Всесоюз. конф. по новым методам спектральн. анализа и их применениям. Иркутск, 1981.

31. *Щербов Д. П., Плотников Р. Н.* Люминесцентный анализ неорганических веществ (обзор). — Заводская лаборатория, 1976, № 12, с. 1429—1449.

32. *Электронно-зондовый* микроанализ. М., Мир, 1974.

33. *Эмиссионный* спектральный анализ в геохимии. Новосибирск, Наука, 1976.
34. *Энерглин У., Брили Л.* Аналитическая геохимия. Л., Недра, 1975.
35. *Яковлев Ю. В.* Радиохимия и активационный анализ. М., Наука, 1975.

Глава 23

КЛАССИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Химические методы анализа силикатных пород с определением 13 главных компонентов (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, MnO, H_2O^-, H_2O^+) были подробно описаны А. И. Пономаревым (1951 г.) и др.

Позднее чисто химический вариант анализа был модернизирован применением фото- и спектрохимических методов, пламенной фотометрии и протенциометрии [1].

Методы, применяемые при анализе карбонатных пород, во многом совпадают с методами исследования силикатных пород. В зависимости от поставленных задач производят полный анализ карбонатных пород, включающий определение всех компонентов, входящих как в карбонатную, так и в некарбонатную части породы, или анализ только карбонатной части с выделением и взвешиванием нерастворимого остатка. Краткое изложение хода химического анализа в карбонатных породах приводится в работах А. И. Пономарева (1951 г.), Э. С. Залманзон (1957 г.), а также К. К. Гумбар [2]; ускоренные методы определения карбонатов Ca и Mg в известняках и доломитах были разработаны Н. А. Тананаевым (1948 г.), П. И. Васильевым (1951 г.) и Д. А. Пчелинцевым (1956 г.).

Определение форм железа, марганца, кремнезема, серы и других элементов в осадках и породах подробно описано Э. С. Залманзон (1957 г.). Методика определения форм серы в осадках современных морей предложена Э. А. Остроумовым (1953 г.), а разработанная Э. С. Залманзон (1957 г.) схема анализа форм железа с выделением валового, закисного силикатного, закисного карбонатного, окисного легко растворимого железа и железа сульфидов получила распространение при изучении современных морских осадков и древних осадочных пород.

Особая область химического анализа — методы определения сопутствующих элементов в осадочных породах и рудах — отражена в работах Э. С. Залманзон (1957 г.), А. И. Покровской (1957 г.), Д. П. Малюги (1957 г.) и др. [1].

В развитии химических методов анализа в последнее время отчетливо обозначилась тенденция комбинировать эти методы с потенциометрией, кулонометрией, полярографией, пламенной фотометрией. Классические химические методы изучения осадочных пород и руд сочетают с люминесцентно-битуминологическим анализом, хроматографией, флюориметрией, атомно-абсорбционной спектрофотометрией и другими физико-химическими методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *М. П. Белопольский, Н. Ю. Бунакова, Н. А. Михайлова и др.* Анализ силикатных пород. — В кн.: Химический анализ горных пород и минералов. М., Недра, 1974.
2. *Гумбар К. К.* Анализ карбонатных пород. — В кн.: Химический анализ горных пород и минералов. М., Недра, 1974.

Глава 24

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ТОНКОДИСПЕРСНЫХ МИНЕРАЛОВ

Тонкодисперсные минералы присутствуют во всех типах осадочных пород либо в виде основной компоненты, либо в виде примесей и принадлежат различным классам минералогической номенклатуры. Малый размер, низкая степень кристалличности, редкая концентрация делают результаты изучения тонкодисперсных минералов достоверными только при использовании определенных методов исследования. Диагностике тонкодисперсных минералов предшествуют различные способы подготовки образцов к анализу, сепарации и обогащению (освобождение от карбонатов, растворимых солей, органических примесей, «отзвучивание» ультразвуком и т. д.). Этим операциям подвергаются как исходные образцы, так и выделенные фракции по крупности зерен 0,01—0,005, 0,005—0,001 и менее 0,001 мм [2, 8]. Сепарация по плотности минералов в тяжелых жидкостях, в делительных воронках или центрифугированием обычно проводится для фракций более 0,005 мм. Для более тонких фракций перспективен метод гравитационной градиентной трубки (М. Я. Кац, 1966 г.). Целый ряд минералов карбонатных и глинистых пород концентрируется часто во фракции 0,005—0,001 мм (цеолиты, полевые шпаты, фосфаты), а прн наличии смесей глинистых минералов эта фракция отличается от фракции менее 0,001 мм типом глинистых минералов. Так, моитмориллонит и смешаннослойные образования могут концентрироваться во фракции с размером зерен менее 0,001 мм, в то время как каолинит скапливается в более крупных фракциях.

Основным методом диагностики тонкодисперсных минералов является порошковый метод рентгеновского фазового анализа в фотографическом и дифрактометрическом вариантах [9, 10]. При анализе фотометодом можно использовать очень малые количества вещества, вести съемку препаратов цилиндрической и уплощенной форм, получать серии базальиых и небазальных отражений. Дифрактометрический метод делает рентгеновский анализ оперативным и массовым, а в связи с возможностью регистрации при съемке ориентированного дифрактометрического препарата небазальных отражений для тонкодисперсных слоистых минералов — более надежным [1]. При изучении смесей глинистых минералов рентгеновская съемка ведется в обязательном случае для трех препаратов (необработанный образец, обработанный этилен-гликолем или глицерином, прогретый в течение часа при 600 °С), а в отдельных случаях проводится специальная дополнительная обработка [2, 3]. Рентгеновский структурный анализ требует высокой экспериментальной и расчетной точности. Несмотря на то что обычным объектом изучения является порошок, а не монокристаллы, возможны прецизионное определение параметров элементарной ячейки, характеристика степени структурного совершенства, изучение политипии. Рентгеновский метод позволяет фиксировать смешаннослойные образования силикатной природы, устанавливать степень их упорядоченности и характер переслаивания [3, 4]. При расшифровке смешаннослойных структур и количественном анализе используются различные методы [3, 4, 6].

Электронная микроскопия применяется в различных вариантах. Просвечивающая электронная микроскопия при съемке суспензий и реплик с отдельных частиц дает возможность морфологической характеристики микрокристаллов и их агрегатов. Используя методы реплик с поверхиости скола минерального аг-

регата и декорирования, решают задачи, связанные с конкретным способом образования минерала, с взаимоотношениями между членами парагенетических ассоциаций. Новые возможности для прямого изучения поверхности тонкодисперсных минеральных агрегатов дает растровая электронная микроскопия. Она может применяться при микропетрографических (электронно-петрографических) исследованиях, для изучения онтогении минералов, при микропалеонтологических исследованиях, при изучении инженерно-геологических свойств, порового пространства, трещиноватости и т. п. (Г. С. Грицаенко, Б. Б. Звягин, 1969 г.; Г. Шиммель, 1972 г.; Bohor, Hughes, 1971 г.).

Электронография является методом структурного анализа и позволяет получать и интерпретировать дифракционные картины от ориентированных косых текстур микрокристаллических агрегатов и микродифракционные — от мельчайших монокристаллов (Б. Б. Звягин, 1964 г.). Электронографический анализ используется для уточнения структур тонкодисперсных минералов и для диагностики политипов. Весьма эффективным является метод микродифракции электронов, который может использоваться для структурного анализа, идентификации минералов, для диагностики рентгеноаморфных минералов.

Оптическое изучение может проводиться в тонких шлифах, однако обычно шлифы используются для характеристики микроструктур (см. гл. 9), а также для выяснения взаимоотношений основной тонкодисперсной массы с обломочным материалом алевро-песчаного размера и с аутигенными образованиями. Частицы 0,01—0,001 мм диагностируются на основании оптических свойств с применением иммерсии [8]. Для фракций менее 0,001 мм оптическое исследование в ориентированных препаратах сводится к наблюдению суммарного оптического эффекта для агрегатов или сростков двойникового или неупорядоченного типа. Оптические данные должны контролироваться каким-либо фазовым анализом. Если исследуемый агрегат представляет собой смесь двух или более минералов, то происходит усреднение п.п. в соответствии с содержанием каждого минерала в смеси. При известном фазовом составе и оптической характеристике каждой из фаз измеренные оптические константы можно использовать для количественной характеристики смеси. Принцип оптической смесимости различных минералов позволяет также использовать оптический метод в некоторых случаях для детальной структурной характеристики слоистых силикатов (В. А. Дриц, В. И. Муравьев, 1970 г.).

Термическое изучение тонкодисперсных минералов проводится при одновременной регистрации кривых нагревания и кривых потери веса. В случае сложных смесей диагностика термографическим методом весьма затруднительна, однако последовательную оценку вещественного состава можно вести при анализе обработанных образцов или при сравнении с эталонными термограммами различных смесей [11].

Методика химического анализа при изучении тонкодисперсных минералов может быть различной. Обычно химическая характеристика дается для тех фракций, где рентгеновским методом установлено преимущественное развитие конкретного минерала. Пересчет результатов химического анализа на структурную формулу имеет смысл только в том случае, когда образец практически мономинерален. Химическая характеристика минеральных смесей может быть использована для промышленной их оценки или в качестве дополнительных сведений при минералогическом анализе. Интерпретация результатов химического анализа может быть более надежной в случае рационального характера этого

анализа. Так, при анализе фракции менее 0,001 мм необходимо определение различных температурных форм воды, что может контролироваться термовесовым методом, раздельное определение щелочей, различных форм железа, кремнезема и т. д. Кроме рационального химического анализа для глинистых и цеолитовых минералов проводится определение величины емкости поглощения, а также ее ионного состава. Величина емкости поглощения контролирует определение минералов другими методами, а качество катионов и анионов используется в генетических целях [2].

Метод инфракрасной спектроскопии кроме идентификации минералов позволяет диагностировать отдельные структурные единицы, типы воды, степень кристалличности, характер промежуточных фаз при различных изменениях того или иного минерала. Особое значение ИК-спектроскопия имеет при изучении рентгеноаморфных минералов (низкотемпературных форм кремнезема, гидроокислов железа и марганца и т. п.), а также при исследовании изоморфизма.

При кристаллохимическом изучении тонкодисперсных минералов могут использоваться спектроскопические методы исследования состояния атомов в кристаллах и особенностей их электронного строения. Мессбауэровская спектроскопия позволяет изучать вопросы внутрикристаллического распределения железа в железистых монтмориллонитах и т. п. Структурное положение отдельных анионов и воды в силикатах, фосфатах и других минералах устанавливается методами электронного парамагнитного и ядерного магнитного резонанса.

Для решения кристаллохимических и генетических задач большое значение имеют экспериментальные методы синтеза тонкодисперсных минералов, методы моделирования структурных преобразований отдельных минералов и методы моделирования микротекстур [3, 12]. В практику минералогических исследований входит сейчас и термодинамический анализ условий устойчивости минералов на различных стадиях осадочного процесса.

Кроме методов фазовой и структурной диагностики при исследовании тонкодисперсных минералов очень важным является получение количественных оценок. Методы количественного анализа различны и обладают различной точностью. Количественные оценки получают при использовании разнообразных методов рентгеновского количественного анализа, термовесового анализа, инфракрасной спектроскопии, оптического метода. Во всех случаях проводится детальная подготовительная методическая работа с изготовлением и последовательным анализом эталонных смесей различного содержания компонентов, идентичных анализируемым. Наиболее распространен прямой метод количественного рентгенодифрактометрического анализа с измерением интегральных интенсивностей аналитических линий на дифрактограмме и использованием уравнивающих коэффициентов [2, 10]. На дифрактограммах искусственных смесей измеряются интегральные интенсивности аналитических линий (Г. Липсон, Г. Стипл, 1972 г.) и строится график зависимости отношения интенсивностей линий от состава смеси. Количественная оценка анализируемого образца дается после рентгеновской съемки в идентичных условиях методом интерполяции. Анализируя искусственные смеси, можно также определить постоянные коэффициенты, связывающие отношение компонентов в смеси с отношением интенсивностей линий на рентгенограмме, а затем получать количественные оценки при использовании соответствующих формул [10].

Рациональная схема исследования тонкодисперсных минералов, т. е. выбор последовательного применения различных методов диагностики, не может быть

однозначной и зависит от объекта исследования и от поставленных задач. Приходится также учитывать лабораторные возможности. При диагностике минералов с целью использования результатов для оценки минерального сырья необходимыми являются фракционная сепарация и рентгеновское и термическое изучение фракции менее 0,001 мм. Желательна количественная оценка. Химический анализ, электронная микроскопия и оптическое изучение тонкой фракции могут быть дополнительными. В случае необходимости проводится минералогический анализ фракций более 0,001 мм. Если в задачу исследования входит решение генетических задач, то следует начинать с просмотра шлифов и пришлифовок (этот этап выпадает при изучении современных тонкодисперсных осадков). Затем следуют фракционная сепарация и обогащение различными методами. Все образцы подвергаются рентгеновскому, фазовому, термическому и оптическому анализам, а при соответствующем состоянии лаборатории — электронно-микроскопическому изучению. Мономинеральные или олигомиктовые образцы представляют собой объект для прецизионного рентгеновского исследования с получением структурных характеристик, для химического анализа, ИК-спектроскопии и электронографии. Для смесей дается количественная оценка различными методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоковольтная* электронография в исследовании слоистых минералов. М., «Наука», 1979. 350 с.

2. *Горбунов Н. И.* Минералогия и коллоидная химия почв. М., Наука, 1974. 314 с.

3. *Градусов В. П.* Минералы со смешаннослойной структурой в почвах. М., Наука, 1976, 128 с.

4. *Дриц В. А., Сахаров В. А.* Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М., Наука, 1976, 256 с.

5. *Дриц В. А.* Структурные исследования минералов методами микродифракции и электронной микроскопии высокого разрешения. — Труды ГИН АН СССР, в. 352, М., Наука, 1981, 240 с.

6. *Дьяконов Ю. С.* Развитие прямого метода расшифровки смешаннослойных структур. — В кн.: Кристаллохимия и структуры минералов, Л., Наука, 1974, с. 33—43.

7. *Кринари Г. И.* О возможностях использования ориентированных препаратов для регистрации небазальных рентгеновских отражений в тонкодисперсных слоистых силикатах. — В кн.: Кристаллохимия и геол. проблемы. М., Наука, 1975, с. 132—139.

8. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974, 400 с.

9. *Миркин Л. И.* Рентгеноструктурный анализ. Справочное руководство. М., Наука, 1976, 326 с.

10. *Руководство* по рентгеновскому исследованию минералов. Л., Недра, 1975, 399 с.

11. *Термический* анализ минералов. Л., Недра, 1974, 399 с.

12. *Франк-Каменецкий В. А., Котов Н. В.* Новое в области моделирования структурных преобразований глинистых минералов. — В кн.: Кристаллохимия и геол. проблемы. М., Наука, 1975, с. 139—146.

Глава 25

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

За последние 15—20 лет в области изучения карбонатных пород был достигнут значительный прогресс, обусловленный чрезвычайно большим вниманием к карбонатным породам, часто вмещающим залежи нефти и газа, и внед-

рением новых лабораторных методов исследований, в особенности физических методов анализа, позволивших более точно идентифицировать карбонатные минералы, определять микроструктуры, уточнять генезис и решать другие вопросы. Кроме того, внедрение счетных устройств позволило оперировать большим количеством определений различных параметров.

Задачи исследования карбонатных пород заключаются в определениях: состава пород, масштабов жизнедеятельности организмов, фациальной обстановки формирования осадка, способа его образования и характера последующих диа- и катагенетических изменений. Для решения этих задач необходимы фундаментальные минералогические и другие исследования, включающие, в частности, экспериментальное изучение физико-химических и биохимических процессов. Обширные исследования современных карбонатных осадков на Багамской банке, в заливах Батабано и Персидском позволили создать общую модель жизнедеятельности сообществ организмов и процессов механической аккумуляции. Эти исследования осветили климатические, гидродинамические, биохимические, геохимические (в том числе изотопные) и диагенетические аспекты процессов осадконакопления. Недостаточно пока изучены пелагические известняки. При решении проблемы диагенеза необходимо прибегать к геохимическим и термодинамическим методам исследования. При изучении явлений замещения минералов важнейшее значение приобретают малые элементы, входящие в состав пород в виде твердого раствора и в качестве ионных примесей в интерстициальные флюиды. В процессах кристаллизации особо следует учитывать значение давления и температуры, оценивая ее при любой масштабности наблюдений, от полевых исследований до просмотра отдельного шлифа.

При исследовании карбонатных пород необходмо изучить: основной вещественный состав — содержание кальцита, доломита и терригенной примеси; структуры и текстуры; органические остатки; контакты слоев; аутигенные и катагенетические минералы и микростяжения; конкреции и включения; условия залегания. Следует также обращать внимание на взаимоотношения и количественные соотношения между карбонатными минералами и такими малыми примесями, как глинистое и органическое вещество, играющими важную роль при диагенезе.

Карбонатные породы подвергаются также специальным исследованиям на нефтегазоносность (пористость, проницаемость, физические свойства, люминесцентно-битуминологические исследования и др.).

Изучение карбонатных, как и других осадочных пород, начинается с полевого изучения и отбора образцов и заканчивается в лабораториях, оборудованных специальными приборами.

Полевое изучение. При полевых исследованиях важно различать известняки и доломиты. Для этого часто используется реакция с 5%-ной соляной кислотой, однако возможность ошибки не исключена, так как мелкопористые и пелитоморфные доломиты также «вскипают». По данным Т. С. Берлин (ВСЕГЕИ), для разделения доломита и кальцита в полевых условиях наиболее пригодны такие реагенты. 1. 0,24 г гематоксилина, 1,6 г Al_2Cl_6 и 24 мл воды; этот раствор кипятится и затем охлаждается; вводится небольшое количество H_2O_2; образец погружается в раствор (Уолф и др., 1971 г.), который окрашивает кальцит и арагонит за 0,5—1 мин в фиолетовый, коричневый или пурпурный цвет; доломит не окрашивается. 2. Гематоксилин Харриса окрашивает кальцит и арагонит за 0,5—1 мин в фиолетовый цвет, остальные карбонаты не окрашиваются.

3. Раствор 0,2%-ного ализарина красного S, 0,5—1%-ного $K_3Fe(CN)_3$, который подкисляется 0,2%-ным раствором HCl. Этот метод допускает грубую оценку (за 1—2 мин) содержания железа в кальците и доломите и позволяет определить (Уолф и др., 1971) анкерит, о чем свидетельствуют данные табл. 25-1.

Таблица 25-1

Определение содержания Fe^{+2} методом окрашивания

Кальцит			Доломит		
Содержание Fe^{2+}					
Нет	Мало	Много	Нет	$\frac{Fe^{2+}}{Mg^{2+}} < 1$	$\frac{Fe^{2+}}{Mg^{2+}} > 12$
Красный	Розовато-лиловый	Пурпурный	Не окрашивается	Голубой	Синий

В платформенных разрезах самым тщательным образом описываются слои малой мощности (5—20 см). При детальных исследованиях даже из таких слоев берутся образцы из кровли, почвы и середины слоя. Из более мощных пачек образцы берут через 0,5—1 м. Полезно отбирать образцы из почвы и кровли стилолитовых поверхностей.

Особое внимание уделяется наблюдениям над органическими остатками, которые необходимо определить хотя бы до рода или семейства. При этом изучаются их состав, сохранность, ориентировка залегания, форма обломков, размеры фрагментов, следы жизнедеятельности организмов (илоедов, камнеточцев, зарывающихся животных). При углубленных литологических исследованиях обязательно участие палеонтолога. Комплексные палеоэкологические и детальные литологические исследования, воссоздавая последовательную смену осадков и организмов, позволяют восстановить фациальную обстановку и проследить изменения батиметрических зон в древних бассейнах, иногда от прибрежных зон до глубин, соответствовавших континентальному склону.

Всестороннего изучения в поле требуют рифогенные известняки, обладающие сложной конфигурацией и контактирующие с резко отличными от них одновременными накоплениями.

Важны наблюдения над контактами для выявления следов обмеления, поверхностей размывов, перерывов в отложении осадков. На платформах следы крупных обмелений и надводных размывов прослеживаются на обширных площадях. В древних геосинклинальных областях даже кратковременные перерывы осадконакопления в относительно глубоководных зонах прослеживаются иногда на сотни километров. Очень важны наблюдения над окремнением, доломитизацией, контактами и взаимопереходами между известняками и доломитами и оконтуривание формы доломитовых тел.

Описываются характер цикличности и ритмичности слоистости и слойчатости, маркирующие горизонты, минеральные включения, терригенная примесь. Фиксируются вторичные изменения — образования кремневых конкреций, сульфидизация (сохранившаяся только ниже уровня грунтовых вод), образование стилолитов и др.

В поле часто бывает необходимо выделять по комплексу литологических (и других, например характера циклов) макрособенностей отдельные литолого-

стратиграфические пачки (и свиты). Они обычно относятся к различным фациям и нередко различаются по фаунистическим особенностям (В. И. Марченко, 1962 г.).

Описание и изучение образцов необходимо стандартизировать. Это важно для составления сопоставимых разрезов, обобщения описаний отдельных регионов и нефтяных месторождений, для обработки информации, полученной при изучении шлифов, и других целей. Программа описания пород намечена Н. Б. Вассоевичем (1954 г.), И. В. Хворовой (1958 г.) и др.

Лабораторные исследования. Основными и обязательными методами изучения вещественного состава карбонатных пород являются, по мнению И. В. Хворовой (1957 г., 1958 г.), В. И. Марченко (1962 г.), Л. Б. Рухина (1969 г.) и других, изучение в шлифах и пришлифовках с применением микрохимических и химических анализов. Ни одно петрографическое исследоване невозможно без рассмотрения вопросов диагенеза (Дж. Л. Уилсон, 1980 г.). Химическим путем определяется количественное содержание CaO, MgO, CO_2, полуторных окислов (P_2O_3) и нерастворимого остатка. Желательно также определение фосфора, серы и кремнекислоты. Методы химического анализа карбонатных пород изложены во многих работах [1, 6, 8]. В дополнение к химическим анализам определения основных компонентов и состава глинистой примеси можно производить с помощью термического анализа. Для определения карбонатных минералов применяется также иммерсионный метод (В. Б. Татарский, 1958 г., 1965 г.). Для глинистых известняков, мергелей и пород с алеврито-песчаной примесью исследуется их минеральный и механический состав. Массовые количественные определения содержания в породах кальцита и доломита при полевых и камеральных работах удобно выполнять экспресс-методом Н. Н. Резникова и Е. П. Муликовской (1956 г.). Известен экспресс-метод Д. А. Пчелинцева (1956 г.). Для количественного определения кальцита, доломита, сидерита и более редких карбонатных минералов применяется термообъемный анализ по методу Л. Г. Берга (Бирюкова и др., 1956 г.). Малые элементы определяются спектральным анализом, при этом обращается внимание на содержание Pb, Sr, Zn и других элементов, иногда концентрирующихся в карбонатных породах.

Изучение в шлифах и пришлифовках. При изучении в шлифах определяется: минеральный состав породы, особенности различных компонентов, аутигенные минералы; структуры и микротекстуры; состав и количество органических остатков; состав, количество и характер (размеры, окатанность) карбонатных обломков, органического детрита и кластогенной алевритовой или песчаной примеси; присутствие и количество растительного детрита, битумов (нефти), органического вещества; характер и тип цемента; другие микроособенности породы [4, 5, 6, 9]. Перечень и характеристика свыше 80 микро- и макротекстур даны Дж. Л. Уилсоном (1980 г.).

Вследствие трудности определения в шлифах многих минералов применяются различные методы окрашивания шлифов, описанные в Справочном руководстве (1958 г.) и работах И. В. Хворовой (1958 г.), и Н. В. Логвиненко (1967 г.). Эффективная методика, разработанная Г. Фридменом (1959 г., 1962 г.). Он предлагает быстрый и надежный способ распознавания карбонатных минералов, гипса, ангидрита и уточнения текстурных и структурных особенностей. Метод применим для изучения единичных зерен, рыхлых карбонатных песков и аншлифов. Он рекомендует использовать вместе красители ализарин красный S и гематоксилин Харриса. Описание двадцати пяти методов окра-

шивания и схемы последовательности определения различных минералов даны К. Х. Уолфом и др. (1971 г.). Методика окрашивания для определения минералов ряда кальцит — доломит, содержащих железо, анкерит, сидерит, и для диагностики сложных изоморфных образований описана Л. Е. Штеренбергом и др. (1972 г.). Для определения применимости реакций окрашивания с целью полуколичественной оценки состава минералов изоморфных серий и выявления карбонатных минералов, образованных относительно редкими элементами, необходимы дальнейшие исследования, в которых окрашивание, вероятно, целесообразно комбинировать с капельным анализом.

Определение содержания доломита в известняках может производиться в окрашенных шлифах. При этом, по данным Д. Ламсдена (D. Lamsden, 1979 г.), при подсчете в 200—400 точках ошибка в определении содержания доломита колеблется в пределах от ±3 до ±8%.

За последние годы получены важные качественные и количественные характеристики для идентификации микроогрнизмов в целом, что позволяет лучше интерпретировать обстановку образования карбонатных осадков. Для уточнения названия породы и более детального фациального анализа количество органогенного детрита, терригенной примеси и других компонентов породы часто бывает достаточно определить в шлифах визуально, при средней точности ±5% (В. И. Марченко, 1962 г.).

Широкое развитие получила методика статистических измерений размеров частиц в шлифах с использованием точечных счетчиков и цейсовского анализатора частиц.

При изучении только единичных шлифов занижается количество биогермных известняков. Более точная их диагностика достигается при описании не менее пяти шлифов из каждого штуфа. Для мшанковых биогермных известняков в шлифах характерно: малое количество остатков мшанок (около 20% в плоскости шлифа); крупные размеры большинства сечений и нередко их веерное расположеиие; разнообразие родов мшанок; преимущественно инкрустационная форма хемогенного кальцита; четкая локализация шлама, детрита в пустотах; бедность мелкими фораминиферами. Для детритовых и тафогермных известняков органогенных построек типичны: чрезвычайная раздробленность скелетных остатков; острые контуры обломков; редкость корочек обрастания, обволакивания. Для получения сравнимых результатов по характеру детрита и фораминиферам исследуется по 10 шлифов из каждого типа породы [3].

Алеврито-песчаная примесь (легкая фракция) часто нсследуется в иммерсии, однако для нее во многих случаях можно ограничиться менее трудоемким изучением в шлифах. Для оптического определения некарбонатных включений разработан метод растворения карбонатов соляной кислотой в шлифе со снятым покровным стеклом и последующего изучения терригенных зерен под микроскопом. Шмитт (1962 г.) описал метод контактной микрорадиографии, позволяющий отчетливо различать в шлифах карбонатные минералы с различным содержанием Mg, Ca и Fe. Для пород, например, состоящих из раковин, комков и обломков, важно изучать тип цементации, определяющий механические свойства породы, иногда — детали ее формирования и происхождения.

После выявления в шлифе составных частей породы полезно определить ряд характеристик. При исследовании обломочных карбонатных пород А. Кароцци (1970 г.), используя шлифы размером 250 мм², производил статистические исследования составных частиц пород с определением показателей: а) максимального

диаметра обломочных зерен (индекс кластичности), а также их количества (индекс частотности); б) частоты встречаемости и максимальных размеров микрофауны; в) содержания, структуры и состава связующей массы; г) частоты встречаемости и максимального видимого диаметра аутигенных минералов. Кривые изменения этих показателей, помимо целей корреляции, характеризуют батиметрические изменения условий осадконакопления. Составленные по этим данным карты с изолиниями иллюстрируют региональный характер изменения обстановки осадконакопления. Нанесение на логарифмическую диаграмму максимального и среднего размеров частиц позволяет судить о типах течений.

Вследствие возникновения анизотропии в осадочных толщах наблюдаются резкие различия в пористости и других свойствах; поэтому очень важное значение имеет изучение беспорядочно ориентированных шлифов. Основные типы пористости и ее генетическое определение даны Дж. Л. Уилсоном (1980 г.).

В шлифах проводятся наблюдения над микротекстурами.

Для определения обстановок осадконакопления Дж. Л. Уилсон предлагает при изучении шлифов ответить более чем на сто вопросов, характеризующих: 1) количественное соотношение основных компонентов; 2) характер и количество различных типов органогенно-обломочных зерен; 3) сохранность зерен; 4) зерна неорганического происхождения; 5) структуры и текстуры; 6) уплотнение; 7) типы цементирующей массы; 8) содержание доломита; 9) текстуры заполнения пустот; 10) микрозернистую основную массу. Автор дает фотографии и описания 24 основиых типов микрофаций, под которыми он понимает отдельные породы, относящиеся к определенным фациальным поясам.

При изучении структур устанавливается также ориентировка частиц и пор в отдельных плоскостях методом зандеровского петроструктурного анализа (Карбонатные породы, 1970 г.). Формы пор и их размеры можно выявить насыщением препарата окрашенными синтетическими смолами.

При большом объеме исследований нет необходимости подробно описывать каждый шлиф. Часть шлифов достаточно просмотреть, уточнив по ним название породы, количественные соотношения различных компонентов и отметив другие особенности породы, заслуживающие внимания.

Изучение в пришлифовках позволяет наблюдать детали структуры и текстуры, незаметные на сколе породы. Определение минерального состава производится травлением небольших пришлифовок (аншлифов) и окрашиванием пришлифованных поверхностей более значительных размеров. Для отличия кальцита от доломита применяется травление аншлифов 2%-ным раствором HCl в течение 20 с. Кальцит в отраженном свете темнеет, а доломит сохраняет свою белую отполированную поверхность. Недостаток метода — малая площадь аншлифа и невозможность применить его к тонкозернистым породам. Окрашивание пришлифовок полезно проводить при скоплениях карбонатных минералов значительных размеров. Для этого используется азотнокислая медь (Хворова, 1958 г.). В 1965 г. была рекомендована (Treves, Schrott) усовершенствованная методика получения и исследования отпечатков с пришлифовок на ацетатной пленке путем помещения пленки между двумя предметными стеклами. Это позволяет более быстро и эффективно изучать структурно-текстурные особенности пород и минералы, составляющие их. Рекомендовано также пользоваться ацетатными красящими пленками. Они сохраняют структурные детали и широко применяются при распознавании известняков, доломитов, песчаников с карбонатным цементом и других аналогичных типов пород.

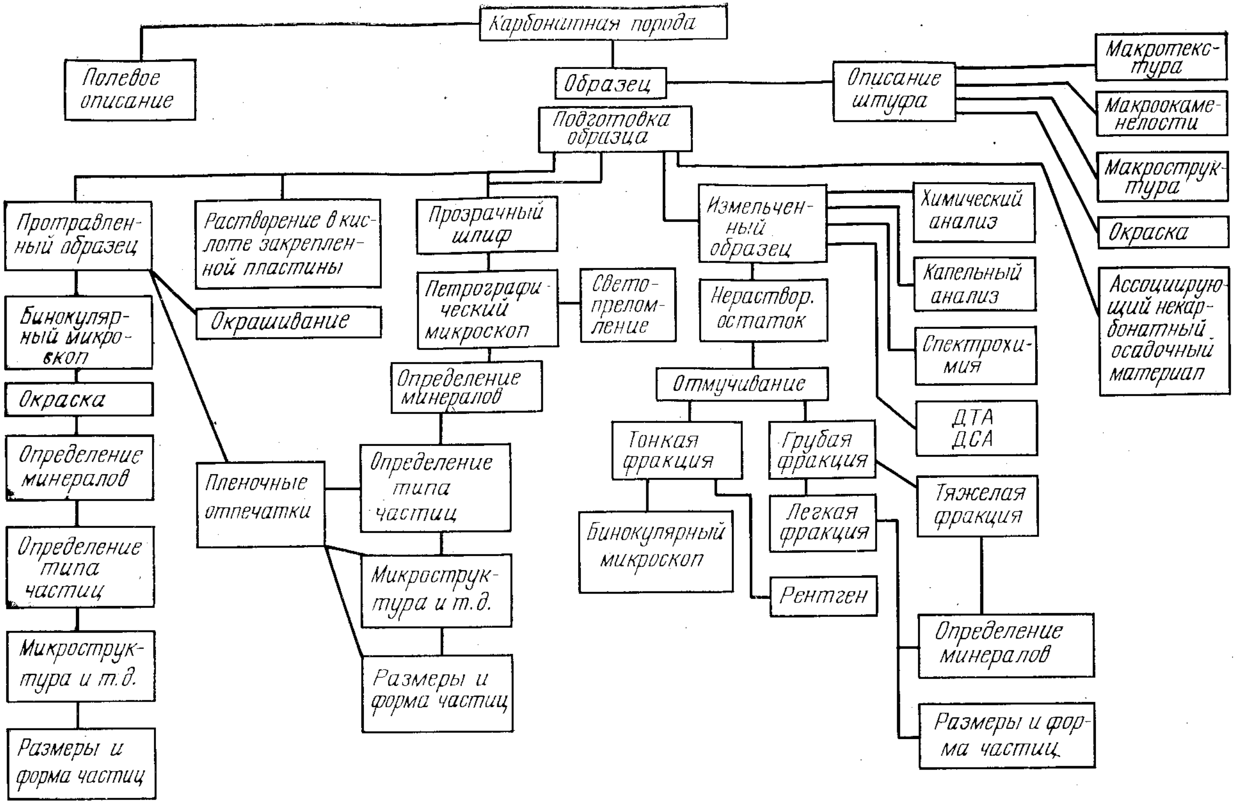


Рис. 25-1. Последовательность исследований карбонатных пород, по К. Х. Уолфу и др. (1971 г.)

Большое генетическое значение, по мнению Н. Б. Вассоевича (1954 г.) и Л. Б. Рухина (1969 г.), имеет окраска карбонатных пород, количественно определяемая фотометром.

Методы изучения особенностей карбонатных пород в шлифах и пришлифовках подробно изложены И. В. Хворовой (1958 г.), а также В. И. Марченко (1962 г.), Л. Б. Рухиным (1969 г.) и Дж. Л. Уилсоном.

Другие методы исследований. Ряд распространенных методов исследования карбонатных пород описан в монографии «Методы изучения осадочных пород» (1957 г.). Многочисленные и разнообразные методы изучения карбонатных пород, минералов и фаунистических остатков, применяемые в последнее время американскими геологами, приведены, а главнейшие рассмотрены К. Х. Уолфом и др. (рис. 25-1). Он подробно рассматривает: полевые исследования, травление карбонатных пород кислотой, окрашивание, метод пленочных отпечатков, способ выделения нерастворимого остатка, оптические методы, электронную микроскопию, некоторые методы статистических исследований, капельный анализ, химические анализы (весьма детально), определение элементов-примесей, спектрофотометрию, термовесовой и рентгеновский анализы, термолюминесценцию, изотопный анализ, рентгенорадиографию.

Ниже мы остановимся на новых методах изучения карбонатных пород, без применения которых часто нельзя получить нужные результаты. Известно, например, что при изучении структур нельзя игнорировать ни один из факторов, определяющих строение породы, особенно распределение частиц по их размерам, диагенетические изменения, характер внутри- и межзерновой пористости и др. Исследования под обычным микроскопом недостаточны для расшифровки некоторых структур и поэтому нужно применять более точные методы — инфракрасную спектроскопию, электронную микроскопию, рентгенографию и др. [2, 9]. На VIII международном конгрессе седиментологов (Гейдельберг, ФРГ, 1971 г.) рассматривались физико-химические и химические аспекты цементационных процессов в карбонатных породах. При этих исследованиях широко использовались электронный микроскоп, микроанализатор, изотопный и люминесцентный анализы.

К электронной микроскопии следует прибегать не только для расшифровки микроструктур, что особенно важно для мело-мергельных пород, но и для выяснения генезиса скрытокристаллических образований. Такое изучение пелитоморфных известняков Сирии позволило И. А. Конюхову и др. (1971 г.) выявить среди них органогенные с бугристой, ноздреватой или куполовидной поверхностью и первично хемогенные с кристалломорфной структурой и четкими поверхностями кристаллов кальцита. Изучение современных карбонатных осадков с Багамских островов показало, что под электронным микроскопом определяются зерна размером 15—62 мкм, а для диагностики некоторых организмов достаточно размера зерен в 4 мкм.

При рентгенографическом изучении пелитоморфных известняков Дании пластины пород толщиной 2—5 мм были исследованы с помощью рентгеновского аппарата. Пробы размером 400×400 мм фотографировались на медицинские фотопленки. Это позволило четко установить характер слоистости и ее нарушения, следы илоедов, текстуры взмучивания, остатки организмов актиний, фораминифер, кокколитофорид, мшанок. С помощью количественного рентгенографического фазового анализа [2] возможно количественное определение Mg, Fe, Mn в изоморфных непрерывных рядах магнезит — сидерит и сидерит — родохрозит

кальция и соответствующих рядов карбонатов, а также проведение количественного анализа карбонатных проб, содержащих кварц, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит и апатит.

Инфракрасная (ИК) спектроскопия используется для идентификации вещества, выявления его чистоты, для качественной структурной характеристики смесей, количественного анализа и других целей. В частности, предложено использование ИК спектроскопии для быстрого количественного анализа смесей кальцита и арагонита с точностью $\pm5\%$ при навеске в 2 мг. Полосы поглощения на 86 и 88 нм отвечают кальциту и арагониту. Рентген-дифрактометрия требует времени для анализа 30 мин и большого количества материала при точности $\pm1\%$.

Исследования соотношений изотопов все более широко привлекаются к решению проблем карбонатных пород. Бо́льшая часть работ освещает вопросы определения величин отношений $^{18}O/^{16}O$ и $^{13}C/^{12}C$, меньшая $^{24}Mg/^{26}Mg$, а также $^{48}Ca/^{45}Ca$. Единичные работы посвящены изотопам стронция. Величина отношения изотопов С используется для того, чтобы различать морские и пресноводные отложения при изучении генезиса доломитов, литологии известняков, известковых ленточных глин, диагенетических изменений карбонатных пород. Отношение $^{18}O/^{16}O$ используется для выявления палеотемператур, для разграничения сингенетических, диагенетических, гидротермальных и метаморфических карбонатов, морских и пресноводных осадков; при изученин доломитов, литогенеза карбонатных осадков.

Для определения элементов-примесей карбонатных пород американскими геологами в последнее время применяется ряд методов.

Нейтронная активация. Определяется большинство элементов, в том числе редкоземельных; исключение составляют галоиды, литий и бериллий. Присутствие ничтожных количеств некоторых элементов можно определить только этим методом. Он очень чувствительный, но оборудование дорогостоящее.

Спектрометрия. Метод наиболее чувствителен при применеии медных электродов. Очень важна возможность одновременного определения многих элементов.

Рентгенохимия (рентген-флуоресцентная спектрография). Близка к спектральному анализу. По одному образцу можно одновременно определять ряд элементов, преимущественно с большой атомной массой. Образец сохраняется для дальнейших исследований.

Спектрофотометрия. Позволяет определять многие элементы, однако эта методика иногда требует больше времени, чем другие. Мешающие элементы отделяются с помощью методики ионного обмена.

Пламенная фотометрия. Пригодна для определения многих элементов, однако для большинства из них, за исключением Na и K, часто необходимо предварительное, довольно сложное отделение главных элементов.

Хорошие результаты дает применение пленочных отпечатков (реплик). Оттиски на пленках с одновременным окрашиванием или без него, используются для исследования литифицированных, и неконсолидированных карбонатных и других отложений. Пленками пользуются взамен шлифов. Пленки могут быть сняты с очень крупных полированных срезов и поэтому очень удобны при изучении структур и текстур. Способ изготовления и применения ацетатных пленок хорошо изложен в работах Л. Б. Рухина (1969 г.), К. Х. Уолфа и др. (1971 г.).

Э. Джек (1967 г.) описал технику получения реплик методом оттенения хромом протравленных поверхностей пластинок и породы. Этот метод дает устойчивые положительные результаты при исследовании известняков и доломитов всех типов.

Ю. С. Долотов и Р. Б. Жаромскис (1979 г.) разработали методику изготовления пленочных монолитов, основывающуюся на способе, предложенном К. К. Орвику, но модифицированном для применения к сырым и влажным отложениям.

При исследовании кальцита и доломита методом термолюминесценции достигнуты некоторые успехи в определении их возраста, генезиса доломитов, в изучении биогенных карбонатов кальция, в исследовании температур и давления, существовавших в процессе эволюции карбонатных пород. Метод термолюминесценции использован в Индии для дифференциации доломитов и определения их генезиса.

Важное значение для выяснения генезиса некоторых известняков имеет определение электрокинетического потенциала. Так, проведенное в 1961 г. определение этого потенциала для некоторых пелитоморфных и комковатых известняков неокома Копетдага показало их хемогенное происхождение (В. И. Марченко, 1962 г.).

В последние годы карбонатные породы начали изучать в ультратонких шлифах (2—10 мкм), в которых более четко подчеркиваются структуры и возможно определение некоторых оптических свойств. Такие шлифы можно исследовать без покровного стекла, в том числе на микроанализаторе. В них изучались характерные диагенетические структуры (амебовидная у микритов, микростилолиты на контактах кристаллов), черные минеральные или органические пленки вокруг кристаллов. В ультратонких шлифах возможно изучение при увеличении до 500. Это расширяет возможности исследования процессов диагенеза и позволяет изучать диагенетическую эволюцию карбонатов как петрофизический процесс.

Одна из оценок состояния изученности условий седиментации и литификации карбонатных осадков в озерных и морских условиях и некоторые новые данные об органогенном карбонатообразовании, формировании эолитовых осадков, генезисе доломитов даны Фюхтбауером.

В обзоре достижений по изучению карбонатов Р. Фолк (R. Folk, 1973 г.) рассмотрел успехи в познании диагенезиса и условий карбонатонакопления. Большое внимание уделено цементации карбонатных осадков в разных условиях, влиянию находящихся в растворе магния и других элементов, особенно натрия, а также особенностям кристаллизации карбонатов в морской и пресной воде.

Для определения содержания стронция в карбонатных породах триаса, юры и мела Западных Карпат (1200 образцов) был применен атомноабсорбционный метод (Veizer, Demovic, 1974 г.). Оказалось, что максимальные содержания стронция характерны для известняков, формировавшихся в гиперсоленых условиях, а также для темноокрашенных и глубоководных. Низкие содержания свойственны литоральным, неритовым и мелководным известнякам органогенного и органогенно-обломочного происхождения.

Обобщающим трудом, знакомящим исследователей с фактическим материалом о строении, составе и условиях образования карбонатных толщ, является монография Дж. Л. Уилсона «Карбонатные фации в геологической истории» (1980 г.). В ней детально освещается методика полевого и лабораторного изу-

чения карбонатных толщ; дается классификация карбонатных тел и построек карбонатных пород; приводятся типы карбонатных фаций, объединяемые в девять фациальных поясов; обобщен большой материал по карбонатным фациям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зарицкий П. В.* К вопросу о геохимическом изучении карбонатных пород. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тезисы докладов. ВСЕГЕИ, Ленинград — Таллин, 1973, с. 111—113.
2. *Зевин Л. С., Завьялова Л. П.* Количественный рентгенографический фазовый анализ. М., Недра, 1974. 184 с.
3. *Королюк И. К.* Классификация и диагностика карбонатных пород рифогенных толщ палеозоя. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тезисы докладов. ВСЕГЕИ, Ленинград — Таллин, 1973, с. 8—10.
4. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974, с. 262—365.
5. *Маслов В. П.* Атлас породообразующих организмов (известковых и кремнистых). М., Наука, 1973. 267 с.
6. *Перозио Г. Н.* Применение электронной микроскопии для изучения скрытокристаллических карбонатных пород Сибирской платформы. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, 1974, с. 102—137.
7. *Радиогеохимические исследования.* Методические рекомендации. М., МГиОН, 1974. 141 с.
8. *Тейс Р. В., Найдин Д. П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., Наука, 1973, 255 с.
9. *Ушакова А. И.* Опыт изучения ультраструктур карбонатных пород докембрия Енисейского кряжа с помощью сканирующего электронного микроскопа. — В кн.: Карбонатные породы Сибири. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1974, с. 138—147.
10. *Химический* анализ горных пород и минералов. М., Недра, 1974, 248 с.

Глава 26

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геохимия осадочных пород — новая область геологической науки, исследующая закономерности распределения химических элементов в слоистой осадочной оболочке земли (стратисфере) и те физико-химические процессы, которые приводят к их концентрации и рассеянию.

Большой вклад в развитие геохимии осадочных пород внесли В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, В. М. Гольдшмидт, А. П. Виноградов, Н. М. Страхов, Р. Гаррелс. Различные аспекты этой науки рассматривались в работах А. Д. Архангельского, Я. В. Самойлова, Л. В. Пустовалова, Б. В. Полынова, М. Г. Валяшко, А. Б. Ронова, Н. А. Лисициной, А. И. Перельмана, В. Н. Холодова, а также Г. Берга, К. Краускопфа, Э. Дегенса и других исследователей [10, 16, 17].

В истории геохимии осадочных пород (ГОП) выделяется два периода. С момента возникновения геохимии в начале XX столетия и вплоть до 60-х годов осадочные породы и руды наряду с магматическими и метаморфическими образованиями являются объектами минералого-геохимических наблюдений; между этими генетически разнородными образованиями не делалось принципиальных различий; они рассматривались как закономерное сочетание химических элементов или минералов, возникшее в результате определенных химических

реакций. Главная задача, которую решали ГОП и тесно связанная с ней генетическая минералогия, заключались в том, чтобы зная конечный результат реакции (минерал, сочетание минералов, концентрация элементов и др.), восстановить ее течение в природных условиях. При этом признавалось, что аутигенные минералы осадков морских водоемов формируются главным образом в результате непосредственного химического выпадения соединений из морской воды. Очевидно, что такая установка настраивала на изучение физико-химических особенностей среды минералообразования (Eh, pH, соленость, концентрация различных ионов и пр.), а также на исследование химических свойств элементов, радиусов ионов, изоморфизма и прочих явлений, определяемых оболочками ядра. В результате в ГОП прочно установилось господство физико-химических концепций; наиболее типична концепция химической дифференциации, предложенная В. М. Гольдшмидтом, А. Е. Ферсманом (1934 г.), В. В. Щербиной (1939 г.), Л. В. Пустоваловым (1940 г.), К. Смуликовским.

Второй период развития ГОП связан с исследованиями Н. М. Страхова и его сотрудников и относится к 1960—1963 гг. В ряде работ Н. М. Страхов показал, что химические элементы перемещаются в речных водах как в форме раствора, так и механическим путем, в составе взвешенного материала. При этом только хлориды и сульфаты ($NaCl$, KCl, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaSO_4$), а также карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов ($CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3 и др.) образуют в речных водах истинные растворы; подавляющее большинство остальных элементов мигрирует в водах рек в составе механической взвеси или коллоидных растворов и транзитно проходят сквозь водную массу конечных водоемов стока, часто не испытывая на себе заметного химического влияния морской среды, а их важнейшие минеральные преобразования в основном осуществляются в уже сформированном осадке, на стадии диагенеза. Таким образом, состав осадка в морском водоеме непосредственно почти не отражает геохимические особенности его водной среды, не является простым продуктом химических реакций, в ней протекающих.

Далее выяснилось, что распределение геохимически разнотипных осадков на дне морского водоема в значительной степени зависит от форм миграции элементов, зарождающихся на водосборных площадях; чем выше роль раствора в миграции элементов, тем сильнее сказывается относительное обогащение им пелагической части конечного водоема стока. Это обусловлено тем, что продукты химической осадки обычно выпадают из раствора в виде частиц минимальных размеров и, конечно, интенсивнее заносятся именно в центральные части бассейнов.

Естественно, что при этом важную роль играет гидродинамический режим, в соответствии с которым выделяются участки интенсивного перемещения водных масс и области халистаз.

Следовательно, формы миграции элементов, вырабатывающиеся в ходе мобилизации исходного осадочного материала на водосборах, а также гидродинамический режим моря, а не химизм морской среды формируют фациальный геохимический профиль осадков в процессе седиментации; даже биос после своей гибели в мелководных эпиконтинентальных бассейнах полностью подчиняется законам распределения терригенных частиц и вписывается в общую картину механической седиментации.

Наконец, по мнению Н. М. Страхова (1963 г.), чрезвычайно важным представляется то обстоятельство, что подавляющая масса аутигенных

минералов, известных в осадочных отложениях, формируется не в водной массе бассейна, а в полужидких илах на стадии диагенеза, в результате физико-химических реакций в совершенно особых, специфических условиях полузамкнутых систем. При этом в иловых водоемах большое значение приобретают явления биогенной сульфатредукции, диффузии, ионообменных реакций и сорбции, тиксотропии, коагуляции и синерезиса; создается чрезвычайно разнообразная физико-химическая среда, принципиально отличная от среды, господствующей в водной массе бассейна, не имеющая с ней ничего общего.

Подчеркнем также, что физико-химическое уравновешивание осадка, происходящее в диагенезе, протекает при подавляющем все остальное влиянии разлагающегося органического вещества, в рамках определенных петрографических типов осадков, созданных еще на стадии седиментации; поэтому диагенетическое минералообразование обычно в значительной степени предопределяется предшествующими процессами накопления осадков, вписывается в первичный литолого-фациальный план отложений, наследуется от стадии седиментации.

Сказанное позволяет считать, что на современном этапе развития ГОП геохимические процессы, протекающие в эпиконтинентальных морских водоемах, представляют собой не совокупность простых химических реакций, происходящих в морской воде и зеркально отраженных в составе донных осадков, а результат комплексного физико-географического взаимодействия питающих водосборов и конечных областей стока, в которых сочетаются процессы чисто механической, биогенной и химической седиментации, сменяющиеся во времени не менее сложным диагенетическим минералообразованием. Встретив среди древних осадочных отложений гомологичные образования, совершенно недостаточно диагносцировать минералы или подобрать к ним возможную химическую реакцию; геохимические исследования в этом случае необходимо осуществлять на фациально-палеогеографической основе с применением литолого-геохимических методов и реконструкций. Очевидно, что такая постановка в корне меняет весь подход к изучению геохимии осадочных образований, делает эту науку в методическом отношении независимой от геохимии магматических пород, тесно связывает ее с литолого-фациальными исследованиями и общей теорией литогенеза.

Объекты, которые подлежат изучению ГОП, чрезвычайно разнородны. Эта область науки включает исследования: 1) современных континентальных, морских и океанических осадков; 2) древних осадочных пород материковой коры; 3) древних осадочных пород океанической коры, 4) руд осадочного происхождения, а также руд иного генезиса, но залегающих среди слоистых образований стратисферы.

Геохимия осадочных пород ставит своей целью исследовать те физико-химические процессы, которые приводят к формированию осадочных пород в областях современного и древнего ледового гумидного, аридного и вулканогенно-осадочного литогенеза.

Эта наука изучает поведение химических элементов в различных ландшафтных зонах планеты, в процессах эрозии питающих провинций и областей, в ходе почвообразования и формирования кор выветривания, устанавливая формы их миграции и миграционные ряды подвижности разных компонентов. Она исследует также интенсивность и формы поступления химических элементов в зону осадкообразования в связи с разгрузкой подземного стока, термальной деятельностью вод и различными проявлениями вулканизма.

Большое значение в геохимических исследованиях имеет проблема мигра-

ции химических элементов в речных водотоках. Минеральные формы переноса химических элементов в речных водах, а также распределение их в гранулометрическом спектре взвесей являются важными показателями интенсивности выветривания пород в областях питания. Как уже упоминалось ранее, формы миграции компонентов довольно отчетливо отражаются в их распределении на дне озер, морей и океанов.

С помощью методов ГОП изучают закономерности распределения элементов в осадках конечных водоемов стока, связывают поведение компонентов, участвующих в процессе седиментогенеза, с размерами областей питания и акваторий водоемов, определяют влияние морфометрии и гидродинамики бассейна на концентрацию и рассеяние различных химических элементов, устанавливают зависимости между фациально-минералогическим типом осадков и его химическим составом.

Важной проблемой ГОП является изучение процессов и последовательности формирования аутигенных минералов (силикатов, карбонатов, фосфатов, сульфидов, окислов и др.) на ранних стадиях осадконакопления и диагенеза, установление зависимости между преобразованиями органического вещества и развитием аутигенного минералообразования, расчеты степени подвижности химических элементов в процессах конкрециеобразования, выявление форм вхождения химических элементов в седиментационно-диагенетические минералы, а также корреляционных связей между породообразующими компонентами и малыми элементами.

Используя методы ГОП, исследуют также закономерности поведения химических элементов в осадочных породах, на стадии катагенеза, раннего метаморфизма и выветривания. При этом реконструируют последовательность вторичного минералообразования, устанавливают сменяющие друг друга во времени минеральные парагенезы, намечают вертикальную или латеральную зональность катагенетических преобразований, выявляют формы вхождения химических элементов в постдиагенетические минералы, выясняют корреляционные зависимости между породообразующими компонентами и элементами-примесями. Существенное значение для правильного понимания геохимии вторичных процессов имеют наблюдения над геохимией пластовых вод. Сопоставление палеогидрохимической зональности вод и геохимических особенностей вмещающих их пород иногда позволяет реконструировать динамику сложных литолого-геохимических преобразований осадочных отложений.

Особое место в ГОП занимает та ее проблема, которую называют «глобальной количественной геохимией», или «геохимической статистикой». В этой области путем составления представительных проб или обобщения большого количества индивидуальных анализов все чаще предпринимаются попытки оценить среднее содержание различных компонентов в отдельных осадочных толщах, формациях и группах формаций, слагающих крупные структурно-тектонические зоны материков (платформы, геосинклинали) и океанов. Такой же подход непосредственно может быть использован в области уточнения кларковых содержаний химических элементов в разных типах осадочных образований.

Решение описанных выше задач в целом составляет разработку геохимии кларкового осадочного процесса. Наряду с кларками в ГОП большое внимание уделяется исследованию проблемы геохимии осадочного, гидротермально-осадочного и вулканогенно-осадочного рудообразования.

При изучении собственно осадочного рудогенеза чрезвычайно важной за-

дачей является исследование геохимической специфики трех несколько различных групп месторождения: 1) гумидных россыпей редких металлов (Ti, Zr, TR, Hf, Ta, Nb и др.), бокситов, железных и марганцевых руд; 2) аридных руд цветных металлов и галогенных скоплений с примесями Re, R, Ca, B, Br, F; 3) биоклиматических скоплений черных сланцев и фтанитов с концентрациями V, Co, Ni, Mo, Pb, Zn, U и др., фосфоритов, а также целестина, нефти и др.

Большое значение может также иметь исследование тех генетически неясных групп урановых месторождений, а также руд свинца, цинка, меди, селена, рения и других элементов, которые по одним признакам относятся к типичным осадочным образованиям, а по другим — принадлежат к наложенным гидротермальным скоплениям.

Наконец, геохимическое изучение вулканогенно-осадочных руд железа, марганца, фосфора, меди, свинца, цинка и сопровождающих их элементов помогает установить соотношение эффузивного и осадочного начала в процессах рудообразования.

Сопоставление и увязка геохимии кларкового процесса и геохимии осадочного рудообразования дают возможность представить геохимическую жизнь Земли в каждый отдельный момент ее геологической истории, а сравнение этих разрозненных страниц в исторической последовательности — восстановить эволюцию осадочных геохимических процессов в истории нашей планеты в целом.

При решении поставленных выше задач ГОП опирается на учение о типах литогенеза, разработанное в теории литологии, а также на сравнительно-литологический метод, обоснованный в трудах Н. И. Андрусова, Я. В. Самойлова, А. Д. Архангельского, Н. М. Страхова.

Как известно, сравнительно-литологический метод заключается в том, что представления об условиях образования и способе возникновения, полученные при изучении современных осадков, используются для исследования генезиса древних осадочных пород и руд, гомологичных этим осадкам. При этом в рамках сравнительио-литологического метода возможны два подхода.

При первом подходе изучение преимущественно сосредотачивается на современных областях питания и бассейнах седиментации; естественные системы, в которых образуются современные осадки, рассматриваются геохимиками как природные лаборатории. В них изучается физико-химический состав вод, газов, битумов, осадков, составляются представления о геохимии процессов осадкообразования в целом, а затем полученные данные прилагаются для расшифровки аналогичных древних геохимических явлений.

Изучение современных геохимических процессов должно обязательно сопровождаться широким применением физической химии и особенно диаграмм физико-химических равновесий и термодинамических расчетов. Когда такого рода исследования не дают однозначного решения задачи, рекомендуется проводить соответствующие эксперименты в условиях, максимально приближенных к природным.

При втором подходе главное внимание исследователя концентрируется на получении генетической информации, скрытой в самих древних осадочных породах, хотя и здесь возможные аналогии с современным осадконакоплением имеют большое значение. В этом случае представления о генезисе возникают либо благодаря изучению парагенетического сочетания элементов, минералов, горных пород, фаций и формаций, слагающих осадочные отложения, либо путем выяснения их пространственно-временных взаимоотношений между собой, а также

с палеогеографическими элементами или геотектоническими структурами региона.

Метод парагенетического анализа различных геологических образований основан на том, что изучение сочетания химических элементов, минералов или горных пород может дать гораздо больше генетической информации, чем исследование одного элемента, минерала или одной горной породы.

Метод пространственно-временных взаимоотношений опирается на широко известное в геологии правило, согласно которому пересечение телом А тела Б свидетельствует в пользу более позднего образования тела А. В более общем виде это же положение позволяет предполагать, что конформные взаимоотношения геологических тел чаще всего обусловливаются нормальным развитием геологических процессов, тогда как дискордантные взаимоотношения обычно бывают вызваны наложением одного геологического процесса на другой.

В целом, удачно сочетая методы парагенетического анализа и методы пространственно-временных взаимоотношений, геолог-геохимик, исследующий древние осадочные образования, может построить более или менее верный макет их происхождения [17]. Само собой разумеется, что ни сравнительно-литологическое, ни историко-геологическое направление не могут претендовать на полную методическую самостоятельность. Оба подхода диалектически связаны друг с другом и зачастую совершенно неразделимы в создании исследователя.

В то же время само существование этих друг друга корректирующих направлений позволяет иногда одну и ту же генетическую гипотезу проверять двумя независимыми путями.

Геохимическое исследование осадочных отложений во всех случаях должно осуществляться на базе литолого-фациального анализа, так как только литолого-фациальный подход позволяет уверенно выделять и ограничивать ту первичную геохимическую однородность, на которой основываются опробование, усреднение, вычисление средних содержаний, эталонирование и многие другие геохимические приемы.

Изучение осадочных отложений, осуществляемое без знания их литолого-фациального состава, чревато грубейшими ошибками, лишено методической почвы и сводится к отбору случайных проб, не представляющих природных тел и явлений [18].

Предваряющий собственно геохимические исследования литолого-фациальный анализ представляет собой сумму приемов, с помощью которых устанавливаются типы физико-географических обстановок прошлых эпох и комплексы осадочных отложений, им соответствующие. Путем изучения текстур осадочных пород, фаунистических остатков, характера ритмичности отложений, их вещественного состава, вторичных преобразований (диагенез, катагенез, гипергенез и др.) и реконструкции той палеоклиматической и палеотектонической обстановки, в которой формировались осадочные отложения, выделяются фациальные типы отложений (литофации); их пространственные взаимоотношения в разрезе (литолого-фациальный профиль) и на площади (литолого-фациальная карта) должны являться отправной точкой для последующих геохимических построений.

В соответствии с изложенным геохимическое изучение отдельного образца осадочной горной породы начинается с применения литолого-петрографических методов, таких как поляризационная микроскопия, гранулометрический анализ и разнообразные специальные исследования (определение пористости, проницаемости, объемного и удельного веса и пр.). Простой просмотр под микроскопом

прозрачных шлифов дает важные сведения и, как на это указывают Э. С. Залманзон и Н. М. Страхов (1957 г.), позволяет подобрать подходящую схему лабораторного химического анализа и затем правильно истолковать полученные цифры. Литолого-петрографическое методы подробно описаны в учебных руководствах М. С. Швецова (1958 г.), Н. В. Логвиненко (1957 г., 1967 г.), Г. Б. Мильнера (1968 г.) и в других изданиях («Методы изучения осадочных пород», 1957 г.).

Одна из самых главных задач собственно геохимического исследования осадочных образований заключается в том, чтобы выяснить количественное содержание породообразующих компонентов, а также присутствующих вместе с ними элементов-примесей. До недавнего времени эта задача решалась с помощью классических химических методов анализа; широко известными разновидностями химического анализа является анализ силикатных пород с определением 13 главных компонентов, полный анализ карбонатных пород [4], экспресс-методы определения карбонатов (Тананаев, 1943 г.; Васильев, 1951 г.; Пчелинцев, 1956 г.), методы определения сопутствующих элементов в осадочных породах и рудах [14]. Однако в последнее время существенную роль в проведении химических определений начинают играть электрохимические (потенциометрия, кулонометрия) и физико-химические методы (пламенная фотометрия, полярография, хроматография и др.), с которыми намечаются самые разнообразные комбинации.

Мало того, высокая производительность некоторых физических методов, хорошая воспроизводимость результатов, высокая чувствительность, «многоэлементность» определений и ряд других преимуществ заставляют при изучении элементного состава осадочных пород все шире использовать эмиссионный спектральный анализ [19], нейтронно-активационный анализ, атомно-абсорбционную спектроскопию, бумажную колоночную и газовую хроматографию и др. Характерно, что с помощью большинства новых физических методов определяют содержание элементов в осадочной породе без ее предварительной химической обработки, а иногда даже без разрушения испытуемых образцов.

Следует, однако, отметить, что определение содержания того или другого элемента в осадочных образованиях не исчерпывает всех задач геохимического исследования. Более сложной является вторая задача — выявление минеральных форм нахождения элементов и подсчет количественного содержания минералов и других компонентов, входящих в осадочную породу. Успешному решению этой задачи обычно препятствует то обстоятельство, что среди тонкодисперсной смеси минералов, слагающих осадочные породы, чистую мономинеральную фракцию удается выделить с большим трудом; только применение специальных методов разрушения минеральной массы с помощью ультразвука и последующего разделения путем центрифугирования, электромагнитной и магнитной сепарации, флотации, вибрационных и градиентных установок, а также электростатических и диэлектрических делителей делает выполнимым получение сравнительно чистых мономинеральных фаз.

Дальнейшее определение и изучение минералов, слагающих осадки и осадочные горные породы, производится с помощью электронного и поляризационного микроскопов, микрохимических реакций, фазового минералогического анализа, измерения твердости по микровдавливанию, магнитной порошкографии, исследования электрических свойств. Важное место среди методов диагностической минералогии долгое время занимал термический анализ, особенно успешно применяемый при определении минерального состава почв, глин, бокситов, некоторых

карбонатных минералов, железных руд; в последнее время он все чаще заменяется рентгеноструктурным анализом, с помощью которого не только можно точнее диагносцировать отдельные глинистые минералы в породах, осадках, взвесях рек, почвах, корах выветривания, но и представить их полиморфные модификации, а в некоторых случаях даже оценить количественные соотношения между различными разновидностями [9].

Развитие электронной оптики и методов регистрации рентгеновского излучения привело к внедрению электроннозондового микроанализа — метода, который позволяет определять химический состав минерала в точке размером 1 мкм без разрушения объекта изучения [7]. В тех же целях довольно успешно используется и микроспектральный анализ, причем в настоящее время существует две разновидности локального эмиссионного микроспектрального анализа — с искровым источником возбуждения и с использованием лазера в различных комбинациях [6, 18]. Задача диагностики минералов и расчета форм нахождения различных элементов в осадочных породах и рудах сильно упрощается, если при геохимических исследованиях применяются фазовые методы анализа, такие как ядерная гамма-резонансная спектроскопия (ЯГР или метод Мессбауэра), ядерный манитный резонанс (ЯМР) или электронный парамагнитный резонанс (ЭПР). Интерпретация данных, полученных этими методами, позволяет составить представление о структуре минерала и о месте, которое в его кристаллической решетке занимает изучаемый элемент; кроме того, применение этих методов дает возможность судить о валентности элемента, его координации в кристаллической решетке минерала, спине и других важных показателях элементного состояния (см. список литературы к гл. 22).

Весьма перспективным методом, с помощью которого можно будет решать задачи геохимии и минералогии, является авторадиография; в последнее время она используется для регистрации распределения естественной и искусственной (наведенной) радиоактивности, что дает возможность определять содержание и локализацию урана, тория, бериллия, лития и других элементов в пришлифованных пробах и шлифах.

Третья задача геохимического исследования состоит в том, чтобы путем изучения разных компонентов породы подойти к выяснению тех геохимических обстановок, в которых происходило их формирование.

Для решения этой задачи геохимику, помимо химического и минерального состава твердой фазы породы, иногда приходится дополнительно исследовать ее изотопный состав, состав газов и вод, заключенных в отдельных зернах и поровых пространствах осадочного образования, а также выяснять состав и определять физические свойства органического вещества.

Некоторые сведения о геохимических процессах, формирующих осадочные минералы, илы и горные породы, можно получить путем изучения изотопного состава тех элементов, которые подвергаются изотопному фракционированию (H, C, N, O, S) и радиоактивному распаду (U, Th, Rb, и возникающие за их счет Sr, Pb). Так, например, изотопный состав кислорода позволяет реконструировать палеотемпературу тех вод, в которых происходило накопление осадков, данные по изотопному составу серы помогают установить ее источник и связать образование сульфидных руд с эндогенными либо с экзогенными факторами; кроме того дефицит или избыток продуктов распада радиоактивных элементов позволяет более или менее точно рассчитать время формирования осадочных слоев и использовать в геохронологии [2, 3, 13; гл. 22, см. 24].

Новый путь, пока еще слабо разработанный для осадочных пород, намечается в связи с изучением газово-жидких включений в минералах. Эти включения иногда представляют собой замкнутые природные многокомпонентные системы, характеризующиеся определенными термодинамическими параметрами, и несут в себе богатую информацию об обстановке минералообразования. Определяя температуру гомогенизации и изучая условия декрепитации (растрескивания) пузырьков, можно в некоторых случаях воссоздать температуры, господствовавшие в палеоводоеме или в зонах диагенеза, катагенеза и метаморфизма пород, а с помощью криометрии (замораживания), а иногда и прямых микрохимических анализов газово-жидкой фазы удается получить представление о солености вод, газовом составе атмосферы и других показателях геохимических обстановок [8]. Следует, однако, подчеркнуть, что безоговорочное приложение принципов исследования гидротермально-магматических включений к минералам осадочных пород без специальных методических разработок может привести к теоретическим ошибкам.

С 50-х годов делались попытки использовать водные вытяжки из глин и ионообменный комплекс в качестве показателя солености того палеоводоема, где происходило их осаждение. Эти методы подверглись серьезной критике. Н. М. Страхов (1957 г.) показал, что хотя они и интересны по идее, но все же базируются на весьма упрощенном подходе к взаимодействию глинистых пород и вод. Действительно, работы Н. П. Затенацкой [5] показали, что глинистые породы не являются идеальным водоупором, что они подвержены диффузии пластовых вод и это сильно нарушает их геохимическую «память». Поэтому методы определения Cl в водной вытяжке (А. А. Карцев, 1953 г.), метод «порога вытеснения» поглощенного аммония (Л. А. Гуляева, 1953 г.) или метод изучения ионнообменных Ca, Mg, K, Na (Н. С. Спиро, И. С. Грамберг, Ц. Л. Вовк, 1955 г.) не могут распространяться, по-видимому, на глинистые толщи, пережившие стадию катагенетических преобразований.

При изучении поровых вод, заключенных в осадочных породах, большое значение имеют методы их отжатия при высоких давлениях (П. А. Крюков, 1947 г., 1971 г.; В. Д. Ломтадзе, 1954; Ю. В. Мухин, 1968 г.). Последующие исследования состава отжатых вод обычно осуществляются химическими методами. Особое место в изучении жидкой фазы осадков и осадочных пород занимает определение величин Eh и pH. Оно производится или колориметрическими, или электрометрическими методами с применением водородного, стеклянного, хингидронного и сурьмяного электродов (Е. С. Иткина, 1952 г.; М. М. Кононова, 1952 г.; В. Н. Карюкина, 1953 г.; Д. М. Маршак, 1952 г.; Л. В. Пустовалов, Соколова, 1957 г.).

Сопоставление результатов исследования состава жидкой пробы и данных гидрогеологии могут быть использованы для палеогидрогеологических построений. Опираясь на представление о химическом составе современных подземных вод и об истории геологического развития района, можно восстановить жизнь древних артезианских бассейнов и понять условия образования нефтяных и газовых залежей, а также формирование ряда эпигенетических ископаемых [15].

При изучении органического вещества, рассеянного в осадочных породах, применяются разные методы, зависящие от поставленных задач; иногда, например, используется химико-битуминологический анализ, главной составной частью которого является последовательная экстракция органическими растворителями битумоидов, щелочью — гуминовых кислот и выделение остаточного органиче-

ского вещества. Экстракция сопровождается элементарным анализом масел, смол и асфальтенов, групповым анализом углеводородов, а также углепетрографическим исследованием нерастворимого остатка (В. А. Успенский, И. А. Горская, 1941 г.; И. А. Горская, 1951 г.; К. Д. Родионова, 1957 г.; Г. М. Парпарова, 1971 г.).

Однако чаще применяется более простой люминесцентно-битуминологический анализ, в котором битумоид, растворенный в органическом растворителе, подвергается бумажной хроматографии и исследуется под люминоскопом методом сравнения с эталоном. Разновидности этого метода достаточно подробно описаны Флоровской (1951 г., 1954 г.), К. Д. Родионовой и Вагнер (1951 г.), Эфендиевым (1953 г.), И. С. Саркисян (1970 г.) и др. [12].

Знание распределения и состава рассеянного органического вещества в осадочных отложениях помогает глубже понять существо диагенетических и катагенетических преобразований [11], реконструировать процессы нефтеобразования (Н. Б. Вассоевич и др., 1969 г.) и подойти к проблеме изучения формирования нефтяных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Анализ* силикатных пород/М. П. Белопольский, Н. Ю. Бунаков, Н. А. Михайлова и др. — В кн.: Химический анализ горных пород и минералов. М., Недра, 1974.
2. *Виноградов В. И.* Основные принципы использования данных по изотопному составу серы для суждения о генезисе стратиформных руд. — В кн.: Роль изотопов серы в изучении генезиса стратиформных месторождений. М., ГИН АН СССР, 1973.
3. *Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. М., Наука, 1974.
4. *Гумбар К. К.* Анализ карбонатных пород. — В кн.: Химический анализ горных пород и минералов. М., Недра, 1974.
5. *Затенацкая Н. П.* Поровые воды осадочных пород. М., Наука, 1974.
6. *Лебедева С. И.* Микроспектральный анализ. — В кн.: Диагностические свойства рудных минералов. М., Недра, 1975.
7. *Локальные* методы анализа материалов/И. Б. Боровский, Ф. Ф. Водаватов, А. А. Жуков, В. Т. Черепин. М., Металлургия, 1973.
8. *Мельников Ф. П.* Методы исследования газово-жидких включений в минералах — В кн.: Лабораторные методы исследования минералов, руд и пород. М., Изд. МГУ, 1975.
9. *Миркин Л. И.* Рентгеноструктурный анализ. М., Наука, 1976.
10. *Перельман А. И.* Геохимия. М., Высшая школа, 1979.
11. *Роль* глин в нефтеобразовании/Н. Б. Вассоевич, Ю. К. Бурлин, А. И. Конюхов, Е. Е. Карнюшина. — Сов. геология, № 3, 1975.
12. *Саркисян И. С.* Исследование рассеянных битумов с помощью ультрафиолетовой микроскопии. М., Наука, 1974.
13. *Тугаринов А. И.* Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973.
14. *Химический* анализ горных пород и минералов. М., Недра, 1974.
15. *Холодов В. Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., Наука, 1973.
16. *Холодов В. Н.* Геохимия осадочных пород, ее развитие и проблемы. — В кн.: Литология в исследованиях Геологич. института АН СССР. М., Наука, 1980.
17. *Холодов В. Н., Хитров В. Г.* Специфика геохимических исследований в области изучения осадочных пород и руд. — В кн.: Геохимические и аналитич. методы изуч. веществ. состава осад. пород и руд. Ч. II. М., Изд. ГИН АН СССР, 1974.
18. *Холодов В. Н., Тимофеев П. П.* Первый Всесоюзный семинар по геохимическим методам исследования осадочных пород и руд. — Литология и пол. ископ., № 6, 1975.
19. *Эмиссионный* спектральный анализ в геохимии/Я. Д. Райхбаум, Е. С. Костюкова и др. Новосибирск, Наука, 1976.

Часть V

УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ, ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ, СОВРЕМЕННЫЕ И ДРЕВНИЕ ФАЦИИ

Глава 27

УЧЕНИЕ О ФАЦИЯХ

Учение о фациях — большая и существенная часть литологии, возникшая в середине прошлого столетия. Такое название было введено Н. Вальтером в конце прошлого века. По Д. В. Наливкину (1973 г.), — это наука об изменениях осадков на площади и во времени и о тех условиях, которые эти изменения обусловливают. Поскольку многие осадочные слои связаны с полезными ископаемыми, изучение фаций необходимо при поисках и разведке месторождений всех осадочных полезных ископаемых. Изучение изменения осадков на площади позволяет восстановить палеогеографию древних геологических эпох. Изучение изменения осадков во времени представляет основу расчленения разрезов на стратиграфические подразделения, что важно для составления геологических карт. Знание палеоэкологии помогает восстановить условия обитания соответствующих организмов, а это необходимо для фациального анализа. Важнейшая задача учения о фациях заключается в реконструкции палеогеографии. Выяснение древней физико-географической обстановки и анализ истории ее развития во времени необходимы для восстановления истории Земли. Таково значение фациального анализа.

В настоящее время насчитывается более ста различных определений понятия «фация» (В. П. Маркевич, 1957 г.; [2] и др.).

Грессли (1839 г.), впервые употребивший термин «фация», понимал под этим словом изменения синхронных отложений, главным образом в горизонтальном направлении. Но Грессли рассматривал и вертикальные ряды фаций.

Современные определения фаций отражают следующее: 1) породы или осадки с одинаковым комплексом первичных признаков (литологических, палеонтологических); 2) физико-географические условия, т. е. обстановки осадконакопления; 3) характерные признаки осадочных пород, по которым можно восстановить условия их образования.

В. Е. Хаиным (1980 г.) отмечено, что большинство исследователей, по крайней мере в нашей стране, понимает теперь фацию как единство типа породы и обстановки ее образования.

Н. В. Логвиненко [3] совместно с В. И. Марченко (1973 г.) рекомендовано краткое определение фации: «Фация — это обстановка осадконакопления, современная или древняя, овеществленная в осадке или породе».

Понятие «физико-географические условия (обстановка)» очень важно и постоянно употребляется в учении о фациях. Под ними подразумеваются все условия и характер среды осадкообразования, например: 1) субаэральная или субаквальная среда; 2) приуроченность к тем или иным геоморфологическим

элементам суши; 3) характер (озеро, лагуна, морской бассейн) и вероятная глубина бассейна; 4) положение в определенной части бассейна (прибрежной, батиальной, на открытом шельфе, в застойной зоне и т. д.); 5) удаленность от береговой линии; 6) динамика среды; 7) условия жизни и захоронения организмов и т. д. Условия осадконакопления определяются рельефом, климатом, тектоникой и особенностями развития жизни на Земле в данный период. Кроме того, они зависят от состава атмосферы, океанов и особенностей состояния Земли: внешних — скорости вращения и наклона земной оси, близости других небесных тел; и внутренних — усиления и ослабления эндогенных процессов в ходе преобразования вещества Земли.

Следует различать фации современных осадков, которые мы можем изучать всесторонне, т. е. исследовать обстановку и возникший в этой обстановке осадок, и фации ископаемые — обстановки осадконакопления прошлого, познание которых осуществляется путем изучения осадочных пород. Некоторые исследователи выделяют фации по одному какому-либо признаку (например, топофации, литофации, биофации, тектонофации). Однако выделяемые таким путем фации подчеркивают только одну частную сторону условий осадконакопления или особенностей пород и поэтому не являются фациями в широком геологическом понимании. Они могут не совпадать с собственно фациями, выделяемыми по комплексу особенностей. Выделение частных фаций оправдывается в отдельных случаях для тех или иных целей. Остановимся только на некоторых из них.

Фации литологические (литофации) выделяются безотносительно от их генезиса по вещественному составу отложений. Составленные при этом карты литофаций являются литологическими, а не фациальными.

Биофации выделяются по характерным видам организмов или их комплексам (например, фации криноидных известняков, кораллово-водорослевых рифов, устричников и т. д.).

Геологические фации, отражающие условия седиментации, одновременно являются и минеральными фациями — парагенезами минералов, показывающими не только условия седиментации, но и физико-химические и термодинамические условия их формирования и последующие изменения.

Минеральные фации выделяются по парагенезам аутигенных минералов. Можно различать фации седиментогенеза (терригенно-минералогические), гипергенеза (кор выветривания), седиментогенез-диагенеза (геохимические), фации измененных осадочных пород (фации катагенеза и метагенеза). Терригенно-минералогические фации (Л. В. Пустовалов) выделяются по парагенезам обломочных минералов и являются продуктом осадочной дифференциации вещества.

В зависимости от первичного состава материнских пород, рельефа и климата выделяется ряд фаций кор выветривания. На магматических породах гранитоидного типа и гнейсах в условиях умеренно-влажного климата развивается гидрослюдисто-каолинитовая кора выветривания, в условиях тропического климата каолинит-гидраргиллитовая (минеральные фации). На основных породах габброидного типа образуется каолинит-хлоритовая, а в условиях тропического климата глиноземисто-железистая или железистая коры выветривания (минеральные фации). На ультраосновных породах — нонтронитовая кора выветривания и в условиях тропического климата — глиноземисто-железистая и железистая коры выветривания — минеральные фации [3].

Геохимические фации*. Л. В. Пустовалов под ископаемыми геохимическими фациями понимал пласт (или свиту пластов), обладающий на всем протяжении одинаковой изначальной геохимической характеристикой. Г. И. Теодорович (1958 г.) определил геохимические (или минералого-геохимические) осадочные фации как комплексы минералогических и геохимических особенностей отложений, выражающие физико-геохимическую обстановку диагенеза осадка, преимущественно первых его этапов.

Фации измененных осадочных пород. К одной минеральной фации следует относить осадочные породы одинакового состава, измененные в определенном диапазоне температур и давления, с одинаковыми (или близкими) парагенезами аутигенных минералов, возникшими после диагенеза и до метаморфизма (или выветривания), имеющие широкое региональное распространение (Н. В. Логвиненко, 1968 г). Так, например, в ряду мономинеральных зернистых кварцевых пород (песчаников и алевролитов) и сопровождающих их пелитов выделяется кварцево-каолинитовая фация раннего катагенеза, кварцево-гидрослюдистая — позднего катагенеза, кварцево-гидрослюдисто-серицитовая (иногда кварцево-дакитовая) — раннего метагенеза, кварцево-мусковитовая (иногда кварцево-пирофиллитовая) — позднего метагенеза (А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, 1965 г.).

В нефтяной геологии (С. Е. Pryton, 1977) разработаны методы фациального анализа по материалам специальных сейсмических исследований с выделением так называемых «сейсмофаций».

Объем фаций может быть разным. Выделяются фации различных порядков: 1) микрофации; 2) фации первого порядка (или просто фации) — элементарные, соответствующие генетическому подтипу или роду (например, фации русла, поймы, стариц); 3) макрофации — группы или генетические типы фаций (аллювиальные, озерные, речные, пустынные и др.); 4) группы макрофаций — генетические группы, соответствующие субформациям; 5) комплексы групп макрофаций — соответствуют формациям (см. ч. I).

Некоторые исследователи различают пояса фациальные (В. И. Попов и др., 1963 г.; Дж. Уилсон, 1980). Д. В. Наливкин [4] выделил большие комплексы фаций — континентальные, переходные и морские — и назвал их формациями.

Дробность выделения фаций зависит от масштабов подготавливаемых фациальных карт, задач и необходимой детальности исследований. Микрофации выделяются при углубленном детальном фациальном анализе, необходимом и чрезвычайно важном практически во многих случаях (поиски и разведка стратиформных месторождений, поиски литологических ловушек нефти и многие другие).

Классификация обстановок осадконакопления и определение этого понятия американскими геологами приведены Э. Кросби (1974 г.).

Р. Уолкер (R. G. Walker, 1976) ставит задачей создание наиболее обобщенных фациальных моделей, которые можно использовать для реконструкций при изучении отложений прошлого. Считается, что возможно выделить 18 типов основных седиментационных обстановок, 40 подтипов, 14 под-подтипов и 20 более мелких подразделений.

---

* Л. В. Пустовалов (1933, 1940 гг.); А. Е. Ферсман (1934 г.); Г. Ф. Крашенинников [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Крашенинников Г. Ф.* Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971. 367 с.

2. *Крашенинников Г. Ф.* Методологические основы генетического исследования осадочных пород. — В сб.: История и методол. естеств. наук. Вып. 13. М., МГУ, 1974, с. 85—93.

3. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. М., Высшая школа, 1974. 400 с.

4. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. Т. I, II. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956. 536 с., 393 с.

Глава 28

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Помещение достаточно полного и всестороннего материала по фациальному анализу осадочных образований чрезвычайно важно, так как он теснейшим образом связан с прогнозированием, поисками и разведкой полезных ископаемых. Среди осадочных образований известны почти все виды полезных ископаемых, образующие, как правило, крупные или крупнейшие месторождения (А. В. Сидоренко, 1972 г.). Достаточно назвать каменные угли, нефть и газ, полиметаллы (в стратиформных месторождениях), железные и марганцевые руды, калийные соли, медистые песчаники, бокситы, чтобы проиллюстрировать крупнейшее экономическое значение месторождений, связанных с осадочными толщами. Знание условий образования этих толщ — это знание условий образования месторождений (см. гл. 27 [4]). Выявление фациальных особенностей бассейна, в котором образовалось данное месторождение, важных деталей изменения фаций, установленных при детальном и углубленном фациальном анализе, является фундаментом, базой изучения месторождения и обычно определяет его перспективы, границы и мощность, а также тип самого ископаемого, т. е. очень часто дает основной материал даже для разведочных работ.

Определение фациальных обстановок прошлого (т. е. условий формирования отложений) является также основой для палеогеографии. «Фациальный анализ — это главный методический прием для палеогеографического анализа, а фации — это основные опорные звенья в этом анализе» (см. гл. 27 [1, с. 355]).

Фациальный анализ складывается из суммы приемов и специальных методик, применяемых для реконструкции всего комплекса условий формирования различных осадочных пород. Он включает как полевые методы, так и камеральные. При фациальном анализе учитываются также преобразования осадков в процессе их формирования (диагенеза, катагенеза, гипергенеза). Достоверность фациального анализа снижается при анализе отложений древнейших эпох, поскольку тогда физико-географические условия отличались от современных, в особенности геохимическая обстановка и условия жизни организмов.

Фациальные исследования должны осветить физико-географические и другие особенности древнего осадконакопления (Л. Б. Рухин, Л. Н. Ботвинкина, 1957 г.; [8] и др.): а) характер среды отложения и ее физико-химические свойства (Eh, pH, содержание кислорода, соленость, отчасти температура и давление и другие); б) характер движения среды, его скорость и направление, действие ветра и льда; в) приуроченность к тем или иным геоморфологическим элементам суши, рельеф и состав пород области сноса, перерывы в осадконакопле-

нии; г) удаленность от береговой линии, глубина отложения морских осадков; д) климатические особенности; е) условия жизни и захоронения организмов; ж) особенности диагенеза, катагенеза и выветривания; 3) особенности тектонического режима.

Очень важным этапом в познании литогенеза и совершенствования фациального анализа явилось развитие глубоководного бурения. Оно позволило изучать литогенез древних глубоководных образований и впервые выявить и исследовать много разрезов древних батиальных, гемипелагических и пелагических отложений и фаций (Н. М. Страхов, 1978 г.; [10]).

Последовательными этапами фациального анализа являются: полевые наблюдения, камеральные исследования, выделение генетических типов отложений и фаций, составление литолого-фациальных карт.

§ 1. ДЕТАЛЬНЫЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Основой прогнозирования поисков и разведки множества месторождений ценнейших полезных ископаемых является детальный фациальный анализ.

Методика детального фациального анализа с привлечением экологических наблюдений начала разрабатываться впервые Р. Ф. Геккером (1933, 1935 гг.) на отложениях Главного девонского поля. В результате изучения терригенных осадочных образований был сформулирован метод детального литолого-фациального анализа и разработаны основы формационного анализа [11].

Детальный фациальный анализ начал широко применяться и углубляться многими исследователями при изучении морских и переходных фаций. В частности, было детальнейшим образом изучено все разнообразие и последовательность смены морских фаций на всем пространстве копетдагского неокомского шельфа (В. И. Марченко, 1962 г.), Ферганского залива палеогенового моря (Р. Ф. Геккер и др., 1962 г.), а также лагунных фаций.

П. П. Тимофеев [11] указывает, что метод детального фациального анализа применим и к современным отложениям. В настоящее время фациальный углубленный анализ с той или иной степенью детальности с успехом используется советскими литологами и рядом ученых за рубежом. Однако ему часто уделяется недостаточное внимание [12]. Этого нельзя допускать, так как: 1) в начальной стадии изучения осадочных образований уже нельзя пренебрегать их комплексными детальными литолого-фациальными исследованиями, в процессе которых выявляется генезис осадков (эти исследования должны предшествовать формационному анализу); 2) детальный комплексный фациальный анализ (и формационный) является методом прогнозирования месторождений полезных ископаемых в осадочных толщах; 3) без него немыслимо создание научно обоснованных крупномасштабных геологических съемок.

При детальном фациальном анализе определяются литогенетические типы пород (осадков)*. «Литогенетический тип — это тип породы, определяющий при фациальном анализе ту или иную конкретную фацию. Литогенетические типы выявляются по комплексу первичных генетических признаков. Одна и та же порода (например, аргиллит, известняк) может образоваться за счет осадков, возникших в различных частях водоема на различных глубинах, и иметь поэто-

* Термин «литогенетический тип пород» введен Ю. А. Жемчужниковым (1955 г.).

му различные генетические особенности и, соответственно, различные литогенетические типы, определяющие различные фации. Отдельные микрофации обычно характеризуются одним литогенетическим типом» (Геол. словарь, т. 2, 1978, с. 315).

По П. П. Тимофееву [11], основным содержанием метода детального литолого-фациального анализа является выделение генетических и фациальных типов осадков. В настоящее время под генетическим типом осадка он понимает один или несколько литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих совокупностью родственных генетических (первичных) признаков, которые отражают общность условий их накопления. Поэтому в работах автора и других литологов, использовавших понятие «литогенетический тип», последний следует считать синонимом термина «генетический тип осадка» в его современном определении. Он предложил также термин «генетический тип стложений» в трактовке А. П. Павлова заменить термином «генетическая группа отложений». П. П. Тимофеев отмечает, что генетический тип и фация не являются соподчиненными, а начинают два иерархических типа — генетнческий и формационный.

Распространение принципов учения о генетических типах отложений на морские и океанические остается одним из актуальных направлений исследований [2, с. 264].

Н. В. Логвиненко (см. гл. 2) рассматривает осадки и породы в двух аспектах: генетическом — по факторам осадконакопления (генетический подтип или род, генетический тип, генетическая группа и генетический комплекс) и фациальном — по обстановкам осадконакопления (фация или элементарная фация, макрофация, группа макрофаций — субформация, ряд субформаций — формация).

Таким образом, генетический подтип или род отвечает фации или элементарной фации, генетический тип — макрофации, генетическая группа — субформации и генетический комплекс — формации.

Двойная номенклатура в значительной мере связана с тем, что не всегда возможно говорить о фациях. Когда нет возможности прослеживать изменение осадков и пород по горизонтали и выделять фации в их классическом определении (хотя вообще говоря, нет осадков или пород вне фаций), мы пользуемся генетическими названиями, когда возможно выделять фации — фациальными.

Уникальным, единственным в мировой литературе образцом и руководством по максимально углубленному и детальному фациальному анализу преимущественно биогенных (рифогенных) образований являются «Карбонатные фации в геологической истории» (Дж. Л. Уилсон, 1980 г). Автором выделено 9 фациальных поясов и всесторонне охарактеризованы сотни фаций.

Для большей эффективности проведения и применения детального генетического и фациального анализов необходимо следующее.

1. Максимально детальные полевые послойные исследования разрезов осадочных толщ. При этом очень важны палеоэкологические наблюдения, дополняющие характеристики фаций и уточняющие генезис отложений.

2. Комплексное, детальное и всестороннее лабораторное изучение отложений.

3. Применение возможно более детальной классификации пород как по вещественному составу, так и по структурным признакам.

4. Выполнение весьма детального стратиграфического или литолого-стратиграфического расчленения разрезов. Такое расчленение в некоторых случаях позволяет параллелизовать на значительных расстояниях и площади отдельные циклы, иногда даже слои, и дает возможность точно проследить на площади фациальную изменчивость и постепенные (фациальные) переходы конкретных интервалов разреза или слоев.

5. Использование возможно большего комплекса фациальных и генетических критериев (петрографо-литологических, минералого-геохимических, палеонтологических, палеоэкологических, тектонических и др.).

Для максимального увеличения детальности исследований большое значение имеет углубленный анализ цикличности и ритмичности. При таком анализе обычно выявляется постепенное изменение различных многочисленных фаций во времени и пространстве. Среди циклов часто различаются моно-, би- и полифациальные. Изучение цикличности и ритмичности, основанное на детальнейших полевых и камеральных исследованиях, детальном изучении всех литологических особенностей отложений и углубленном фациальном анализе, позволяет сделать ряд весьма важных выводов и параллелизовать отдельные циклы и даже пачки пород на расстоянии многих сотен километров (В. И. Марченко, 1967 г.). Последовательность смены фаций, соответствующих увеличению или уменьшению глубин бассейна, устанавливается и контролируется сменой различных литогенетических типов пород в трансгрессивных и регрессивных частях циклов. В морских отложениях цикличность порядка 2—40 м в трансгрессивных частях циклов часто морфологически выражена или сменой в разрезе грубозернистых отложений тонкозернистыми, или закономерным и более или менее одинаковым (или сходным) чередованием различных пород в определенной одинаковой последовательности. Изменение в циклах гранулометрического состава осадков и типов пород постоянно сопровождается направленными соответствующими изменениями других литологических, геохимических или иных особенностей отложений и характера фаций.

§ 2. ВАЖНЕЙШИЕ КРИТЕРИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОСАДКОВ И ФАЦИЙ

Наиболее обоснованное определение генетических типов осадков, а затем фаций может быть выполнено только при использовании большого комплекса первичных (генетических) и вторичных (наложенных) признаков. Их определению и расшифровке посвящено множество обобщающих сводных работ и монографий (Л. Н. Ботвинкина и др., 1956 г.; В. И. Попов и др., 1963 г.; П. П. Тимофеев, 1968—1970 гг.; В. И. Марченко, 1962 г.; [1, 8]; а также см. гл. 27 [1, 4] и гл. 29 [1]).

Важнейшими критериями при фациальном анализе являются:

1. Тип и вещественный состав (химический и минеральный) пород (осадков), включая аутигенные минералы, конкреции и особенности цемента.

2. Гранулометрия породы (осадка). Цвет. Структура. Состав обломков, их окатанность, характер поверхности. Особенности поверхностей напластования и размыва, следы перерывов в осадконакоплении. Ориентировка обломочных компонентов и некоторых органических остатков. Присутствие подводно-оползневых деформаций, оплывания осадков и нептунических даек.

3. Текстурные особенности — типы и характер слоистости и **слойчатости.** Детальнейшее изучение цикличности и ритмичности.

4. Формы залегания пород, их мощности и выдержанность на площади. Характер переходов в другие породы и фации в пространстве и времени. Микрофации. Наличие микроритмичности.

5. Палеонтологические особенности. Состав, сохранность и распределение фауны и флоры. Экология. Соотношения между отдельными группами, следы жизнедеятельности организмов, условия их жизни. Степень сохранности нор роющих организмов.

6. Соленость и газовый режим водоемов. Минералы-индикаторы условий образования. Геохимические индикаторы.

7. Гидродинамическая активность среды осадкообразования.

8. Кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия Eh, pH, содержание в породе окисных и закисных соединений железа (Fe_2O_3/FeO).

9. В некоторых случаях характерны: а) соотношения изотопов (O, C, Sr); б) данные о палеотемпературах (химический, изотопный методы); в) присутствие космической пыли или космических шариков (для глубоководных отложений), присутствие вулканогенного материала.

10. Характер и направленность тектонического режима. Особенности цикличности и ритмичности или их отсутствие. Приуроченность отложений к определенным интервалам циклов (трансгрессивным, регрессивным).

11. Сравнение с аналогичными современными осадками.

Я. Э. Юдович (1975 г.) предполагает, что важной основой диагностики фаций является сила и характер корреляционных связей между фациями и отдельными химическими показателями породы. Им предложена классификация индикаторов фаций. Подробно разобрана диагностика фаций по бору.

Следует остановиться на понятии «микрофация», широко распространенном в иностранной литературе.

Дж. Л. Уилсон (1980 г.) привел список 24-х стандартных типов микрофаций, под которыми он понимает конкретный тип породы, определяющий ту или иную фацию. По Дж. Л. Уилсону, микрофация примерно соответствует «литогенетическому типу» в понимании Ю. А. Жемчужникова и других советских литологов. Это — далее уже неделимые части фаций, которые выявляются по единству литологических, гранулометрических н других особенностей отложений отдельных фаций. Так, например, в фации поймы можно различать микрофации: песчаные, алевритовые, алеврито-глинистые, глинистые и др. (см. гл. 27 [3, с. 211]). В таком понимании микрофация будет характеризоваться только одним литогенетическим типом.

В идеальной модели карбонатного комплекса Дж. Л. Уилсон выделил девять крупных фациальных поясов: 1) турбидиты и лептогеосинклинальные глубоководные фации и 1б) карбонаты кратонных некомпенсированных районов бассейнов; 2) фации шельфа, 3) окраина бассейна, или глубоководные фации шельфа; 4) склон карбонатной платформы; 5) органогенные рифы окраины платформы; 6) отмытые пески окраин подводных платформ; 7) фации шельфовых лагун; 8) фации ограниченного водообмена на карбонатных платформах; 9) эвапоритовые фации платформ.

А. И. Конюховым (см. гл. 35 [2]) дано описание обстановок формирования современных осадков на зрелых материковых эпирифтовых окраинах (окраинах

пенепленизированных кратонов). Им рассмотрены фации прибрежной и прилив-отливной равнины, открытого шельфа, материкового склона и его подножия в умеренном гумидном и аридном климатических поясах.

§ 3. МЕТОДЫ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Полевые методы фациального анализа с большей или меньшей степенью подробности рассматриваются в работах Л. Н. Ботвинкиной, Л. Б. Рухина, Ю. А. Жемчужникова, В. И. Марченко, В. И. Попова, П. П. Тимофеева.

По Л. Н. Ботвинкиной (1957 г.) бóльшую часть генетических признаков пород, лежащих в основе фациальной диагностики, можно выявить еще в полевой период при изучении разреза. Для этого нужно проводить детальнейшее послойное его изучение с определением типа пород, их структур, грубого определения минерального состава. Слоистость и слойчатость пород определяются только в поле, с последующим уточнением микротекстур. Изучение слоистости и слойчатости имеет особо важное значение. Характер контактов, а также изменение слоя к верхнему, нижнему и боковому контактам могут быть определены только в поле.

Л. Б. Рухин [8] считает, что деление на полевые и камеральные методы условно, так как они взаимно дополняют друг друга. Большинство первичных признаков фиксируется во время полевого изучения пород, а большинство вторичных — определяется во время последующего лабораторного исследования. По Л. Б. Рухину, необходимо применение следующих полевых методов: 1) изучение формы осадочных тел и соотношения их с окружающими породами; 2) изучение характера изменений пород; 3) выявление и изучение характера ритмичности; 4) исследование мощностей пород и ее изменения; 5) предварительное определение состава и цвета пород и изучение текстурных особенностей; 6) изучение органических остатков и палеоэкологические наблюдения.

Выше уже указывалось, что при углубленном литолого-фациальном анализе необходимо детальное комплексное полевое исследование разрезов осадочных толщ и проведение экологических наблюдений. Для этого необходимо участие в полевых работах палеонтологов. О применении комплексного палеоэколого-литологического изучения к анализу фаций имеется ряд статей и работ Р. Ф. Геккера (1957, 1962 гг.), А. И. Осиповой и Т. Н. Бельской (1971 г.) и др.

Методы камеральных исследований осадочных пород изложены во многих руководствах и монографиях, а также в ч. IV Справочника и при описании различных типов пород. Почти все эти методы используются при фациальном анализе.

§ 4. ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КАРТЫ

Конечным этапом, синтезирующим генетические и фациальные исследования, является составление литолого-фациальных карт. Они отражают состав и условия образования осадков какого-либо промежутка времени и обычно служат основой для составления палеогеографических карт (см. ч. VIII, гл. 38).

При большой детальности стратиграфического или литолого-стратиграфического расчленения осадочных толщ и фациального анализа литолого-фациальные карты могут составляться и для небольших интервалов геологического времени, даже для времени образования отдельных небольших циклов.

На литолого-фациальных картах для избежания субъективности в трактовке фаций и возможности контроля показываются в условных знаках фактические данные, являющиеся важнейшими литолого-фациальными критериями (минералы-индикаторы условий осадконакопления, типичные для отдельных фаций фауна и флора, текстура, геохимические коэффициенты, аутигенные минералы, геохимические обстановки диагенеза, направления течений и сноса обломочного материала и др.).

Перед составлением карты фаций рекомендуется произвести обобщение полученных данных по отдельным особенностям изученных осадочных толщ путем построения ряда вспомогательных схем и карт [8]. Они могут быть или самостоятельными (при большом количестве данных), или объединенными. К вспомогательным картам и схемам обычно относят следующие: 1) петрографическая (литологическая) карта отложений данного возраста (одновременно и карта фактического материала; 2) карта мощностей данного горизонта; 3) схема изменения отложений в период окаменения (процессы доломитизации, цементации, окремнения и др.); 4) палеодинамическая карта; 5) палеоэкологическая карта; 6) палеотектоническая карта. На литолого-фациальной карте используются все вышеперечисленные схемы и карты. Характер литолого-фациальных карт заметно изменяется при переходе от мелко- к крупномасштабным. Рассмотренные карты необходимо сопровождать соответствующими фациальными профилями.

Литолого-фациальные карты, отражающие характер горных пород, их изменения и условия образования, являются научной основой для поисков осадочных полезных ископаемых. Поэтому за их составлением всегда должен следовать заключительный и самый важный этап обработки литологических наблюдений — составление прогноза распределения осадочных полезных ископаемых [8].

На основе составленных литолого-палеогеографических карт проведен количественный анализ нижне- и среднерифейских литологических комплексов мира [7].

§ 5. КЛАССИФИКАЦИИ ИСКОПАЕМЫХ ФАЦИЙ

До настоящего времени еще нет детально разработанной общей классификации ископаемых фаций. Общепринято лишь выделение среди них трех больших основных групп фаций — континентальных, переходных от морских к континентальным, фаций морей и океанов.

Среди **континентальных фаций** выделяются аллювиальные (речные), озерные, болотные, пролювиальные, прибрежных равнин, пустынные, карбонатных отложений аридной зоны, ледниковые, делювиальные и коллювиальные, наземные вулканические, эоловые, карстовых областей и пещер.

К **переходной группе** фаций относят лагунные и заливные, лиманов и эстуарий, приливно-отливных равнин, приморских озер, дельтовые, баров и пляжей.

Наиболее распространенными группами ископаемых **фаций морей и океанов** являются фации шельфов, сравнительно редко констатируются батиальные. Примерно в последние 15 лет при развитии глубоководного бурения вскрываются отложения гемипелагических и пелагических фаций.

Наиболее хорошо изучены ф а ц и и ш е л ь ф а, но их общепринятой детальной классификации тоже еще нет. Большинство исследователей изучало лишь

отдельные части шельфов, при этом с различной детальностью и с выделением разных фаций. При наиболее детальных работах обычно выделялись следующие древние фации шельфов: литоральные, затишных участков литорали, прибрежно-морские, мелкоморья узкого шельфа, иловых и рифовых отмелей, мелководные (с преимущественно терригенным или карбонатным осадконакоплением), средних зон шельфа (с двумя подзонами — нижней и верхней), нижних зон шельфа, перегиба шельфа, эпибатиальные, донных течений и др.

Е. Н. Невесским [4] предложены основы классификационной системы, позволяющей выделить среди прибрежно-шельфовых зон океана 88 основных генетических типов.

Подразделение древних батиальных фаций на отдельные зоны или крупные группы не выработано. Отложения верхней части батиали нередко тесно связаны с шельфом и среди них могут находиться песчаные, гравийные и галечные осадки. На распространение и характер батиальных фаций влияют поверхностные и донные течения, рельеф (каньоны) и мутьевые потоки.

Отдельными исследователями к батиальным фациям были отнесены тонкие известковистые или известковые алевролиты с глауконитом, алевритистые и тонкоалевритистые известняки с глауконитом, пелитоморфные известняки, пелитоморфные глинистые известняки, мелкоплитчатые и тонколистоватые пелитоморфные глинистые известняки, мергели массивные или микрослоистые, черные глины и аргиллиты и др. Предполагается, что батиальными образованиями могут быть доманиковый горизонт и писчий мел Русской платформы (см. гл. 27 [1]). К современным батиальным осадкам относят терригенные и диатомовые алевропелитовые илы материкового склона, терригенные турбидиты, фораминиферовые и птероподовые пески и алевриты, известково-глинистые, известково-алевритовые и известковые илы и др.

Гемипелагические отложения и фации выделяются и характеризуются давно (R. S. Dictz, I. C. Holden, 1965; Berger, 1974; [5] и др.). К ним относят образования средних океанических глубин, охватывающих низы континентального склона и краевые части океанов. При глубоководном бурении гемипелагические отложения мезо-кайнозоя нередко вскрываются в Средиземном море, Атлантическом и Тихом океанах (см. гл. 33, § 1).

В. Е. Хаин (1980 г.) выделил в океанах гемипелагическую терригенно-глинистую формацию.

К древним гемипелагическим отложениям относят карбонатные и глинистые отложения глубокого моря, мергели, некоторые пелагические известняки типа «Аммонитико россо», кремнистые породы, ассоциирующие с граптолитовыми сланцами, и др. К ним на континентах в разное время были отнесены различные породы (титонские сланцы Карпат, кремнистые породы с радиоляриями, турбидитный флиш, кремнеобломочные породы, некоторые глубоководные карбонаты).

Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1970 г.) привели примеры распространения глубоководных отложений и дали критерии их выявления. Л. П. Зоненшайн (1975 г.) полагает, что глубоководные отложения являются обязательной принадлежностью стратиграфического разреза внутренних эвгеосинклинальных зон складчатых областей.

Определению понятия «фация», «генетический тип», «генетический и фациальный анализ» посвящены работы Л. Н. Ботвинкиной и др. (1956 г.), Н. Б. Вассоевича (1948, 1954 гг.), Ю. А. Воронина (1969 г.), Р. Ф. Геккера (1957,

1964 гг.), С. П. Горшкова и Н. В. Воробьева (1976 г.), М. С. Дюфур (см. гл. 35 [2]), Ю. А. Жемчужникова и др. (1959 г.), Е. А. Иванова (1958 г.), Г. Ф. Крашенинникова (см. гл. 27 [1,2]), Н. В. Логвиненко [3], В. И. Марченко (1962 г.), Д. В. Наливкина (см. гл. 27 [4]), С. И. Романовского [6], Л. Б. Рухина [8], Н. М. Страхова (1947, 1962 гг.), П. П. Тимофеева [11, 12], А. П. Феофиловой (1966 г.), В. Т. Фролова [13], Е. В. Шанцера [2, с. 264] и Дж. Л. Уилсона (1980 г.).

Полезные ископаемые, образование которых связано с современными осадками и фациями, а также с ископаемыми фациями, перечислены в работах Н. М. Страхова (1953 г.), Н. В. Логвиненко [3], А. В. Сидоренко [9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Викулова М. Ф. и др.* Фациальные типы глинистых пород. Л., Недра, 1973. 288 с.
2. *Литология* в исследованиях Геологического института АН СССР. Ред. П. П. Тимофеев. М., Наука, 1980. 263 с.
3. *Логвиненко Н. В.* Морская геология. Л., Недра, 1980. 343 с.
4. *Невесский Е. Н.* Вопросы эффективности изучения истории геологического развития прибрежно-шельфовых зон океана. — Океанология, 1976, вып. 16, № 6, с. 1042—1049.
5. *Патрунов Д. К., Голубовская Т. Н.* Современное карбонатообразование. Сер. общ. геол., т. 7. М., ВИНИТИ, 1976. 100 с.
6. *Романовский С. И.* О содержательной нагрузке задач фациальиого анализа. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 11, с. 104—109.
7. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Сеславинский К. Б.* Нижне- и среднерифейские литологические комплексы мира. — Сов. геология, 1980, № 5, с. 59—79.
8. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Недра, 1969. 703 с.
9. *Сидоренко А. В.* Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. — Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 113—125.
10. *Соколовская З. К., Яншин А. Л., Страхов Н. М.* Пути развития литологии.— В сб.: Вопр. истории естествозн. и техн. М., 1978, № 3/60, с. 63—71, 117.
11. *Тимофеев П. П.* Некоторые вопросы литолого-фациального анализа осадочных отложений. — В сб.: Пробл. литол. и геохимии осад. пород и руд. М., 1975, с. 182—190.
12. *Тимофеев П. П.* Советская литология и пути ее развития. — В ки.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М., 1981, с. 6—20.
13. *Фролов В. Т.* Основы генетической типизации морских отложений. — В ки.: Морская геол., седиментол., осад. петрография и геол. океана. Л., 1980, с. 42—47.

Глава 29

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Континентальные фации отличаются от морских и лагунных различием условий образования (поверхность суши: долины рек, днища озер, зоны ледников и т. д.). Другая особенность — состав органических остатков (наземные растения и животные: позвоночные, насекомые, пресноводные организмы). Однако они часто не сохраняются. Для большинства континентальных образований характерна довольно тесная связь с материнскими породами. Среди континентальных фаций преобладают обломочные и глинистые отложения, редко встречаются карбонатные и соляные, почти отсутствуют глауконит, фосфаты (есть

пещерные фосфориты и костеносные брекчии), осадочные цеолиты и некоторые другие минералы, присутствующие в морских толщах (см. гл. 28 [8]). Обломочные отложения часто представлены грубообломочными и плохо сортированными разновидностями, а породы химического происхождения — корой выветривания и продуктами ее переотложения. Характерны красная окраска пород (окисные соединения железа), почти белая (каолин, кварцевые пески) и черная (угли, углистые глины). Слойчатость разнообразная, чаще косая, иногда очень тонкая горизонтальная (озерные отложения); встречаются и неслоистые толщи (морена и др.). Обломочные частицы обычно плохо сортированы и имеют угловатую форму. Часты полимиктовые отложения. При длительном переотложении осадочного материала либо интенсивности процессов выветривания отложения сложены наиболее устойчивыми минералами.

Д. В. Наливкин (см. гл. 27 [4]) выделил среди континентальных отложений и очень подробно охарактеризовал крупные нимии: дельта, прибрежная равнина, пустыня, горное подножие, горный хребет и долосклон (пенеплен).

Большой определитель осадочных фациальных поясов и фаций приведен в монографии В. И. Попова и др. (1963 г.), содержащей обширный материал по фациальному анализу внутриконтинентальных отложений мезо-кайнозоя Средней Азии.

Г. Ф. Крашенинников и Н. В. Логвиненко (см. гл. 27, соответственно [1 и 3]) в группе континентальных фаций различают: элювиальные, отложения склонов и их подножий, пролювиальные, речные (аллювиальные), озерные и болотные, отложения источников и карстовых полостей, ледниковый комплекс, отложения пустынь, эоловые и наземные вулканические.

Е. В. Шанцер (см. гл. 28 [2, с. 264]) выделил два класса генетических типов континентальных отложений — кор выветривания и осадочных отложений. Они подразделены на семь генетических рядов, на группы, подгруппы и генетические типы. Е. В. Шанцер строго различает два понятия — осадки и отложения. Осадки — это те элементы, из которых состоят отложения, то-есть комплексы или толщи осадков.

Характеристика различных континентальных фаций давалась с различной степенью детальности в работах В. Т. Фролова (1963 г.), А. П. Феофиловой (1975 г.), Г. И. Теодоровича (1967 г.), А. В. Сидоренко [11, с. 71—72], А. В. Сочава [11, с. 72—73], Н. Н. Верзилина [2] и др. [3, 7].

Зарубежными геологами (H. Reineck, I. Singh, 1973; R. Selley, 1970) описаны конкретные континентальные обстановки и условия седиментации.

§ 1. ФАЦИИ АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ

Аллювиальные отложения (по Рухину — макрофации) обычно приурочены к долинам. Только в областях опусканий они занимают огромные почти плоские пространства, образуя аллювиальные равнины (северная часть Западно-Сибирской низменности). Среди них выделяются три более крупные фации — русловая, пойменная, старичная ([1]; см. гл. 27 [1], гл. 28 [2, с. 264; 3, 8]).

Р у с л о в а я ф а ц и я обычно представлена песчано-галечным материалом. В ее пределах выделяются более мелкие фации (микрофации): пристрежневой части, прирусловой отмели, а также перлювий и осадки перекатов. Пристрежневые фации выполнены наиболее крупным материалом с крупнолинзовидной неправильной слойчатостью. Осадки прирусловой отмели более мелкозернисты,

состоят из однородного материала с правильной крупной слойчатостью речного типа.

Пойменная фация представлена преобладающими алевритовыми и глинистыми осадками. В ее пределах выделяются фации: а) прирусловых валов — пески с крупной косой, перекрестной и мелковолнистой слойчатостью; б) приречной зоны с чередованием сезонных слойков алеврито-песчаного и углистого материала и в) внутренней зоны — алеврито-глинистой без ясной слоистости.

Старичные фации обычно занимают небольшие площади. Это брошенные рекой участки русла, заполненные глинистыми песками и алеврито-глинистыми отложениями, часто с текстурами смятия и оползания.

Отложения горных рек, в отличие от равнинных, имеют очень разнообразный минеральный состав (преобладают обломки пород пестрого состава), их мощность и строение.

В аллювии горных рек преобладают русловые осадки и сложены они, в отличие от русловых отложений равнинных рек, галечниками и валунниками, среди которых различается ряд фациальных типов, присущих только горному аллювию. В глубоких горных ущельях реки вообще почти не образуют аллювия. При относительном погружении могут формироваться мощные толщи с переслаиванием галечников и песков с суглинками и глинами в пойменных фациях и развитием галечников и даже валунных накоплений в русловых и пристрежневых.

В речных фациях присутствуют растительные остатки, иногда пресноводных и наземных животных, чаще моллюсков. В поперечном сечении эти фации имеют линзовидную форму. Часто контактируют с озерно-болотными фациями, а по простиранию долины переходят в дельтовые. В условиях приморских аккумулятивных равнин аллювиальные отложения могут залегать по эрозионному контакту на морских осадках.

Древние речные фации устанавливаются во всех системах, известны они и в протерозое. Аллювиальные отложения в угленосных свитах среднего и частично верхнего карбона Донбасса подробно изучались П. П. Тимофеевым (1956 г.). Палеореки рифея и палеозоя Русской платформы описаны В. С. Яблоковым (1973 г.). Примером древней аллювиальной равнины являются верхнетриасовые красноцветные отложения позднего триаса Новой Шотландии (Huberm, Mertz, 1980).

Модели различных аллювиальных обстановок осадконакопления, физические характеристики их отложений, текстуры, минералогия приведены в статье Г. Вишера (1974 г.).

Аллювиально-озерная модель накопления отложений предложена недавно для докембрийских отложений Витватерсранда в Южной Африке (V. Richard, 1975), представленных мощной серией (около 7,5 км) песчаников, сланцев и конгломератов.

§ 2. ФАЦИИ ОЗЕРНЫЕ

Отложения озер представлены терригенными, хемогенными и органогенными осадками. Различают отложения пресноводных и соленых озер. В пресноводных накапливаются механические осадки, среди которых часто преобладают глинистые с четкой горизонтальной слоистостью, встречаются сапропель, диато-

мит. При зарастании озер образуются торфяники. В соленых озерах преобладают хемогенные осадки: природная сода, мирабилит, астраханит, эпсомит и др. Вследствие образования озер в различных физико-географических условиях осадки их очень разнообразны. Ледниковые озера дают тесное сочетание ледниковых и озерных отложений (ленточные глины). Карстовые — заполняются карбонатными отложениями. Отложения провальных озер содержат скопления глыб обвального происхождения, а отложения долинных озер состоят преимущественно из глинистого, алевритового, реже кремнистого, карбонатного и сапропелевого материала. В озерных отложениях проявляется климатическая зональность: озера гумидных равнин накапливают в основном алеврито-глинистые отложения, аридных — галогенно-карбонатные.

Для озерных осадков характерны некоторые общие черты — тонкая горизонтальная слоистость (слойчатость) и частая примесь органических остатков, главным образом растительных (исключение — озера в аридном климате).

По Д. В. Наливкину (см. гл. 27 [4]), характерными признаками озерных отложений являются: 1) пресноводная фауна; 2) ограниченное распространение; 3) правильная и ясная, нередко тонкая, слоистость; местами развита косая слойчатость; 4) небольшая мощность — до десятков метров, реже больше; 5) преобладание глин, нередко мергелистых; 6) зональное расположение осадков в больших озерах.

Фации древних озер довольно часто встречаются в четвертичных отложениях, палеогене и неогене, известны в мезозое [5]. Верхнеюрские плитчатые озерные известняки южного Каратау детально описаны Р. Ф. Геккером (1948 г.). В среднем палеозое озерные отложения приурочены к прибрежным равнинам.

Л. Б. Рухин (см. гл. 28 [8]) отметил ряд особенностей выделенных им пресноводно-озерных макрофаций. Отложения крупных озер напоминают по постоянству осадков морские фации. В песчано-алевритовых отложениях этих озер часты знаки ряби, наблюдается косая слойчатость с небольшими мощностями косых серий. Глинистые озерные отложения могут быть очень тонкозернисты, во многих случаях богаты органическим веществом; для них типичны различные коллоидные структуры. Карбонатные озерные отложения редко образуют выдержанные пласты. Обычно они залегают в виде многочисленных конкреций (желваков). Реже встречаются ракушечники. Со второй половины мезозойской эры известны кремнистые озерные отложения органического происхождения. В придонных слоях озерной воды часто возникает восстановительная среда.

А. П. Феофилова (1966 г.) в отложениях карбона—перми западного Донбасса выделяет следующие озерные фации.

1. Алевритовые осадки болотных озер в гумидной обстановке. Встречаются маломощные прослои углей и углистых аргиллитов.

2. Красноцветные алевритовые осадки застойных озер в гумидной обстановке с признаками засушливости. Алевролиты коричнево-красные с железистыми окислами.

3. Красноцветные глинистые осадки застойных озер в слабоаридной обстановке. Содержат обильные гидроокислы железа.

4. Пестроцветные глинисто-алевритовые осадки зарастающих озер (ископаемые почвы) в гумидной обстановке с признаками засушливости. В данной фации характерно присутствие большого количества карбонатных конкреций. Растительный материал представлен тонкими обугленными корешками расте-

Таблица 29-1

Некоторые признаки озерной обстановки осадконакопления по М. Пикарду и Л. Хаю мл. (1974 г.)

Признак	Характеристика озерных отложений
Выдержанность по простиранию	Более выдержаны, чем аллювиальные
Региональное положение	Заключены между аллювиальными толщами или ограничены плоскостями эрозионных несогласий
Биота	1. Пресноводные организмы. 2. Условия «стресса» (резкая смена). 3. Резкие изменения видов и количества организмов
Минералы (аутигенные и др.)	1. Минералы-соли континентального происхождения. 2. Кремневые прослои, железные руды
Малые элементы	Содержание B, Li, F и Sn в морских водах может быть выше, а G ниже, чем в пресных (Необходимы дальнейшие исследования)
Изотопы	Морские карбонаты обогащены, а пресноводные обеднены изотопом ^{13}C. Данные по изотопам кислорода противоречивы. Отношение $^{34}S/^{32}S$ в озерных углеводородах весьма непостоянно тогда как в морских почти постоянно (Необходимы дальнейшие исследования)
Типы напластования	По типам слоистости неотличимы от морских мелководных, но отличаются от аллювиальных. Наличие варв подтверждает озерное происхождение
Текстура	Аллювиальные отложения по сравнению с прибрежными озерными характеризуются более крупной косой слойчатостью

ний и реликтами обугленной растительной ткани; к ним приурочены обильные железистые гидроокислы.

Озерные образования, относящиеся к сравнительно крупным водоемам, выделены М. В. Буниной (1969 г.) в раннем мезозое Тургайского прогиба. Они имеют мощность 100—200 м и представлены алевролитами и аргиллитами. Встречаются раковины пресноводных пелеципод, остатки рыб, остракод. Характерна микрослоистость.

М. Пикард и Л. Хай мл. (1974 г.) весьма подробно рассмотрели весь комплекс фациальных признаков озерных образований и (табл. 29—1), в частности, типов их текстур, дали их сравнение с текстурами мелководно-морских фаций, представили большой перечень (77 названий) аутигенных минералов

озерного происхождения, список пресноводных моллюсков. Ими дано краткое сравнение с аллювиальными и прибрежно-морскими осадками, описаны типы пород хорошо известных отложений древних озер.

Примером древнего огромного озера является озерный известняк Петерсон из неморских верхнеюрско-нижнемеловых отложений группы Ганнет (Glass a. o., 1980). Он залегает линзой мощностью до 70 м на площади 20 000 км^2. Древнее озеро Петерсон относится к типу мергельных озер, распространенных в районах умеренного и субтропического климата.

Для реконструкции озерной седиментации прошлого в качестве типовой модели могут быть использованы особенности относительно чистых карбонатных отложений современного озера Литлфилд (Murphy, a. o., 1980).

§ 3. ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Отложения представлены сложным комплексом — образованиями, возникающими в результате переноса и отложения временными потоками продуктов выветривания горных пород. Они слагают конусы выноса и образующиеся от их слияния пролювиальные шлейфы. От вершины конусов к их подножию механический состав обломочного материала изменяется от гальки и щебня (и даже глыб) с песчано-глинистыми заполнителем (фангломераты) до более тонких и отсортированных осадков, нередко лёссовидных супесей и суглинков (пролювиальные лёссы). На самой периферии иногда откладываются алеврито-глинистые осадки временных разливов (такыры, соры), часто загипсованные и засоленные. Пролювий характеризуется плохой отсортированностью (самой грубой) и слабой скатанностью обломков. Петрографический состав пролювия большей частью полимиктовый. Пролювиальные фации хорошо развиты в аридных районах земного шара (предгорные районы Средней Азии и т. д.), но встречаются и в районах гумидного климата (Япония, Гималаи и т. д.). Для их образования важен тектонический режим. Пролювиальные образования очень характерны для молассовых формаций. Пролювий известен в докембрии.

Пролювий и аллювий — это близко родственные генетические типы. Они связаны многочисленными переходными образованиями. Но самое главное в том, что пролювий не существует обособленно от аллювия. Именно это объединяет их в одну группу флювиальных отложений (см, гл. 28 [2, с. 264]).

Л. Н. Ботвинкина [1] выделяет два генетических типа пролювия — отложения сухих дельт крупных постоянных рек и отложения выносов временных потоков. К пролювию относятся также отложения селей, но их невозможно различить в древних отложениях.

Отложения конусов выноса можно отличить от грубозернистых осадков других фаций. Так, морские конгломераты имеют серую, зеленую или голубую окраску, поровое пространство у них заполнено хорошо отсортированным песком, степень окатанности их галек гораздо выше.

Мощность конусов выноса обычно превышает 3 км. Плиоценовые отложения бассейна Ридж в Калифорнии, состоящие из галечных и валунных конгломератов с глинистым заполнителем (грязекаменные потоки), превышают 8 км.

У. Булл приводит следующие диагностические признаки древних конусов выноса, на основании которых их можно рассматривать как явно континентальные образования.

1. Отложения конусов выноса являются окисленными и редко содержат хорошо сохранившийся органический материал.

2. Конусы выноса обычно сложены мощными толщами отложений, образовавшихся в водной среде, представленной разветвленной сетью проток и русел рек, и отложениями грязевых и грязе-каменных (селевых) потоков.

3. Большая часть отложений залегает в виде покровов, и это служит важным диагностическим признаком.

4. Текстуры врезания и заполнения обычны у вершины конуса и редки у его периферии.

5. На логарифмическом графике распределения размеров частиц, максимальных (С), соответствующих 1% на куммулятивной кривой, и медианных (М), отчетливо видны две формы распределения. Синусоидальный характер распределения точек обычно соответствует отложению осадка в условиях временных потоков, обладающих большой транспортирующей силой. Прямолинейный характер распределения точек, объединенных в контур, который приблизительно параллелен линии, отвечающей условиям С=М, типичен для отложений грязе-каменных потоков.

6. Отложения конусов выноса обычно трансгрессивны по отношению к аллювиальным, озерным и др., или же они взаимно вклиниваются друг в друга.

7. Строение отложений конусов выноса отражает направления потоков, расходящихся от его вершины.

§ 4. ФАЦИИ БОЛОТ

Болота тесно связаны переходами с пресными озерами, иногда расположены около конусов выноса. Характерные признаки — углистость осадков, наличие торфа или углей.

Л. Б. Рухин (см. гл. 28 [8]) выделил группу болотных макрофаций. К этой группе им отнесены отложения приморских и внутриконтинентальных болот на различных этапах их существования. Они характеризуются преобладанием глинистого материала, присутствием пластов углей, обилием остатков растений, часто их корней и образованием в восстановительной среде. В глинистых болотных отложениях присутствуют каолинит, иногда сидерит и примесь вивианита.

Отложения приморских болот часто встречаются совместно с осадками опресненных лагун, реже непосредственно с морскими отложениями. Внутриконтинентальные болота обычно приурочены к поймам речных долин или к периферии пресноводных бассейнов.

Среди болотных отложений Л. Н. Ботвинкиной [1] выделяется два генетических типа: отложения болот преимущественно с кластогенным осадконакоплением и отложения торфяных болот — с биогенным осадконакоплением. Последние представляют собой торфяники, превращающиеся в ископаемом состоянии в угольные пласты, различные по составу, строению, мощности и степени углефикации. С ними связаны все угольные месторождения и бассейны.

В позднем палеозое были широко распространены обширные приморские болота. В мезозое болота сместились во внутриконтинентальные впадины.

Отложения болотных фаций угленосных образований среднего карбона Донбасса детально изучены и описаны П. П. Тимофеевым (1956 г.). Изученные фации простирались вдоль побережья Донецкого эпиконтинентального морского

бассейна, включая приустьевые части речных долин. П. П. Тимофеев выделяет следующие фации.

1. Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-морских равнин: а) аргиллиты, алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта; б) алевролиты, иногда мелкозернистые песчаники с корневыми остатками — подпочва угольного пласта; в) алевролиты, песчаники мелкозернистые, неслоистые с большим количеством растительных остатков.

2. Фация углисто-глинистых осадков заиливающихся частей обводненных торфяных болот: углистые аргиллиты, иногда тонко горизонтально-слоистые, с обильными растительными остатками; встречается мелкая солоноватоводная фауна (антракозиды и др.). Заиливанию подвергались и отдельные участки прибрежно-морских и приустьевых прибрежно-аллювиальных равнин.

3. Фация сапропелевых озер (болот) представлена двумя генетическими типами углей: богхедами и кеннелями. Озера и болота, в которых обитали главным образом водоросли типа *Pila*, называются сапропелевыми, их отложениями являются богхеды. Кеннель — образование переходного типа от гумусовых углей к сапропелитам.

4. Фации обводненных торфяных болот, относительно подвижных и относительно устойчивых, представлены клареновыми и дюрено-клареновыми углями. Процесс гелефикации происходил в общем в восстановительной обстановке и при анаэробном превращении растительных остатков в условиях обводненных низинных болот.

Болотные фации нижнемезозойских угленосных отложений Тургайского прогиба изучались М. В. Буниной (1969 г.). Они представлены торфяниками, расположенными около конусов выноса, либо подчинены отложениям пойменной фации аллювиальных осадков, иногда чередуются с озерными образованиями. Отложения болотных фаций сложены в основном пластами бурых гумусовых углей, которым подчинены прослои темносерых углистых аргиллитов.

С болотами тесно связаны ископаемые почвы, которые иногда наблюдаются в основании угольных пластов (см. гл. 27 [1]).

§ 5. ФАЦИИ ПРИБРЕЖНЫХ (ПРИМОРСКИХ) РАВНИН

Фации прибрежных равнин охарактеризованы Д. В. Наливкиным (см. гл. 27 [4]). Прибрежные равнины на больших расстояниях представляют собой почти горизонтальную низменность. Они тесно связаны с фациями дельт и нижних течений больших равнинных рек. В фациях прибрежных равнин преобладают наземные осадки (степные и полупустынные), существенны осадки временных потоков, дождевые и эоловые; часты отложения пресных и соленых озер, лагун, лиманов. В разрезе встречается чередование осадков морских и прибрежной равнин (Прикаспийская равнина). Фауна чаще отсутствует, иногда встречаются раковины наземных моллюсков, остатки позвоночных, куски древесины. Слойчатость и цвет осадков разнообразны. Отложения половодий, больших озер и лиманов имеют тонкую правильную слойчатость; отложения плоских водоразделов, русел рек, дюнные пески — косую или неправильную слойчатость. Цвет отложений — серый и бурый; в отложениях водоразделов распространены красные и пестрые цвета, в отложениях озер часты белые и розоватые.

Характерная особенность прибрежных равнин прошлого — непосредственный переход их отложений в морские. В девоне и раннем карбоне восточный склон Урала и прилегающая часть Западно-Сибирской низменности являлись прибрежной равниной.

§ 6. ФАЦИИ ПУСТЫНЬ

Нимия «пустыня» детально охарактеризована Д. В. Наливкиным (см. гл. 27 [4]), который выделил четыре основных типа пустынь: каменистая пустыня, области временных потоков и бассейнов, области эоловых песков и полупустыни. Он же привел многочисленные примеры пустынь прошлого.

Основные особенности фаций пустынь: 1) громадная площадь распространения; 2) расположение в больших бессточных впадинах; 3) небольшая мощность — от десятков до немногих сотен метров; 4) преобладание песчано-глинистых осадков, часты щебнево-глинистые отложения, встречаются соленосные толщи с известняками, мергелями и доломитами (озерными); 5) слойчатость — различная, но преобладает косая; 6) органические остатки редки; 7) окраска разнообразна. Крупные эоловые накопления формируются преимущественно в пустынях и иногда на низменных морских побережьях в виде дюн.

С пустынными отложениями связаны: а) долины нижних течений больших рек, пересекающие почти все большие пустыни земного шара; б) озерные наземные дельты; в) базисные бассейны, служащие базисами эрозии для бессточных впадин (их особениости — повышенная карбонатность и тонкозернистость осадков, преобладание слоистых и мергелистых известняков, мергелей, известковистых глин, нередко ракушняков); г) озера в небольших депрессиях пустынь; д) лагуны, береговые озера и солончаки; е) берега морей, местами окаймляющие пустыни.

Р. Фолк (1968 г.) отметил в качестве характерной черты пустынь наличие в них песков самой разной сортировки.

Л. Б. Рухин (см. гл. 28 [8]) отнес к пустынным макрофациям отложения сыпучих песков, временных потоков, пересыхающих озер и солончаков.

Отложения пустынь имеют различный генезис: эоловые, делювиальные, пролювиальные, элювиальные (в том числе характерные для пустынь карбонатные и кремнистые коры выветривания), а также отложения такыров, пустынных горько-соленых озер. В отложениях пустынь спорадически присутствуют остатки ксерофитовой флоры, эоловые ветрогранники, образования такыров, отложений солей, весьма характерные по своему составу, текстурам и структурам. Присутствие в пустынях крупных рек может порождать сочетание песков с пресноводной фауной рядом с областью распространения слоев соли. В отложениях крупных пустынь характерна высокая окатанность зерен, но этот признак ненадежен для пустынь без многократного перевевания материала.

§ 7. ФАЦИИ ЭОЛОВЫЕ

Эоловые отложения образуются в результате выпадения из воздуха или путем волочения по поверхности земли песчаных и пылеватых частиц. Они занимают относительно небольшую часть общей массы ископаемых отложений, так как материал, отложенный ветром, в дальнейшем очень часто размывается и переотлагается водой. Крупные эоловые накопления формируются преимущест-

венно в пустынях, в меньшей степени на низменных морских побережьях в виде дюн. Для эоловых песков характерны: 1) хорошая отсортированность зерен с преобладанием частиц 0,15—0,30 мм; 2) значительное количество зерен высокой окатанности с матовой поверхностью; 3) часто очень большая мощность косых серий, иногда до 12 м, типичная косая слойчатость с углами падения слойков около 30—33°; 4) индекс знаков ряби (ширина/высота) обычно больше 15; 5) значительно меньший, чем для флювиальных песков коэффициент смещения Рухина*; 6) скопление на вершинах знаков ряби более крупных зерен, чем на их понижениях (у флювиальных песков — наоборот); 7) обычное присутствие ветрогранников (эоловые многогранники, вентифакты) — угловатых обломков пород, обточенных ветром, размером от долей до 10 см и более, либо отшлифованных, либо покрытых корочками кремня, доломита или темной марганцевой пленкой («пустынный загар»); 8) отсутствие цемента и фауны.

Различают две парагентических группы эоловых отложений — перевеянные и навеянные.

Определению генезиса эоловых песчаных образований посвящены работы Ф. Дж. Петтиджона (см. гл. 37 [7]), Н. В. Логвиненко (см. гл. 28 [3]) и др.. И. В. Хворовой (1949, 1953 гг.) отнесены к прибрежным эоловым дюнам известняковые песчаники с косой слойчатостью, состоящие из хорошо окатанных и хорошо сортированных по крупности зерен микрозернистого кальцита. Они представляют собой пологие холмы, на склоне которых выклиниваются вышележащие слои.

Эоловые отложения выявлены и хорошо изучены в заунгузской свите неогенового возраста (А. И. Айнемер, 1960 г.), в которой встречена эоловая пачка мощностью 10—45 м преимущественно мелкозернистых песков, состоящих на 90% и более из зерен кварца с отличной эоловой окатанностью, следами сколов, железистой «рубашкой» на поверхности и ветрогранниками размером 1—6 см. Примером более древних эоловых отложений являются позднетриасовые песчаники Новой Шотландии с признаками, свойственными дюнным отложениям (Hubert, Mertz, 1980). Эоловые песчаники мелового возраста установлены Н. Н. Верзилиным и И. С. Окновой (1975 г.), эоловые известняки среднего карбона — И. В. Хворовой (1948 г.).

§ 8. ФАЦИИ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРИДНОЙ ЗОНЫ

Накопления карбоната кальция в песчано-гравийных континентальных отложениях пустынь и полупустынь мира имеют региональное развитие. Эти образования известны в литературе как карбонатные коры (каличе, калькреты); они являются образованиями, наложенными на песчаные и песчано-гравийные толщи. Одни считают их почвенными образованиями пустынь, другие — отложениями аридных зон из гидрокарбонатных грунтовых вод в субаквальные периоды минувших эпох. А. В. Сидоренко [11, с. 71—72] выделяет карбонатные коры в самостоятельный фациальный тип накопления континентальных известняков аридной зоны, вследствие их большого площадного развития, хорошей выдержанности, характерных морфоструктуры и состава.

---

* Коэффициент смещения Рухина — это разность между меридианными размерами легких и тяжелых минералов образца- умноженная на 10.

А. В. Сочава [11, с. 72—73] установил, что карбонатные коры являются характерной и непременной составляющей формации карбонатных красноцветов самого различного возраста (докембрий и фанерозой). Особенности карбонатных пород, позволяющие отнести их к древним карбонатным корам, таковы: 1) распространение в континентальных отложениях; 2) приуроченность к перерывам в осадконакоплении и связь с корами выветривания; 3) сходство слоистых (натечных), комковатых и брекчиевидных структур данных пород со структурами современных карбонатных кор — каличе. Формации карбонатных красноцветов различного возраста содержат многократно повторяющиеся в разрезе горизонты конкреционных известняков и доломитов — внутриформационные карбонатные коры.

Р. Зэйдам (R. Zuidam, 1975) назвал известковые коры «калькретами» («calc» и «crust» — «известь» и «кора»). Он предложил новую генетическую классификацию калькретов и привел семь способов их формирования: 1) неорганические и органические осаждения карбоната в мелких озерах и на плейасах; 2) осаждение текущими поверхностными водами; 3) осаждение из артезианских грунтовых вод; 4) осаждение путем испарения в обстановках регионального и сезонного подъема зеркала грунтовых вод; 5) капиллярный подъем вод; 5) образование in situ путем замещения пород, обогащенных карбонатом кальция; 7) выщелачивание карбоната педогенетическими процессами и латеральная подповерхностная его миграция. Наряду с моногенными калькретами имеются и полигенные. Прежние классификации карбонатных кор базируются на различных принципах: твердости, содержании карбоната кальция, морфологии, возрасте, генезисе. Однако формирование различных калькретов обусловлено обычно комбинацией факторов и процессов, что и положено в основу упомянутой выше классификации.

А. С. Гондье (A. S. Gondie, 1975) дал такое определение известковых кор: калькрет — это континентальное осадочное образование преимущественно (но не исключительно) из карбоната кальция, находящегося в состоянии от пылеватой примеси и желваков до сплошной отверделой массы, имеющего форму цемента, скоплений частиц или замещения некоторой части породы, продуктов выветривания и образующегося первоначально в вадозной зоне. Калькреты — показатели семиаридного климата и субаэральной обстановки. Однако имеются данные (Bastin a. o., 1975) о наличии тонких горизонтов обызвесткования в осадках ледникового происхождения, представленных либо плотными и отверделыми корами с конгломератовидным строением, либо пылеватыми выделениями карбоната, в основном выполняющего пустоты. Е. П. Гунченко и др. [4] описана новая провинция древних континентальных образований — Минусинская впадина Алтае-Саянской области. Красноцветная молассоидная формация содержит там повсеместно карбонатные коры и конкреции.

§ 9. ЛЕДНИКОВЫЕ ФАЦИИ

Группа отложений ледникового фациального комплекса (по Л. Б. Рухину— макрофаций) многообразна (см. гл. 27 [1]; гл. 28 [2, с. 264]; [1, 8, 9]). Они обычно плохо или совсем не сортированные, часто грубообломочные. Если присутствуют тонкозернистые осадки, то они тесно связаны с относительно грубым обломочным материалом. Среда отложений большей частью окислительная. К ледниковым отложениям относятся следующие.

Морены — отложения, накопленные непосредственно льдом. Это литологически очень разнообразный, не сортированный песчано-глинистый материал, содержащий гальку и валуны. Некоторые валуны имеют штриховку и полировку. Л. Н. Ботвинкина [1] и Е. В. Шанцер (см. гл. 28 [2, с. 264]) выделяют три типа собственно ледниковых образований — основные (донные), абляционные и краевые морены. Для форм ледникового ландшафта характерны друмлины, озы и камы.

Тиллиты — своеобразные древние грубообломочные породы, внешне напоминающие морену. Обзор существующих представлений о тиллитах выполнен Т. А. Грецкой (1966 г.). Н. М. Чумаков предлагает различать собственно тиллиты (древние морены), псевдотиллиты (мореноподобные породы ледникового происхождения) и тиллоиды (мореноподобные породы любого иного происхождения). Признаки собственно тиллитов: штриховка и грани на обломочном материале, эрратические валуны, следы воздействия льда на подстилающих породах и др. Породы, сходные с тиллитами, могут возникать и не под воздействием ледниковой деятельности (осыпи, селевые потоки, отложения конусов выноса и временных потоков, подводные оползни, тектонические брекчии и брекчии обрушения). Кроме тиллитов плейстоценового оледенения, хорошо известные тиллиты докембрия, конца палеозоя. В докембрии установлено три возрастных интервала с тиллитами, отвечающих самостоятельным ледниковым эпохам [10]. За рубежом классическим примером тиллитов верхнего докембрия считаются тиллиты Северной Норвегии.

Водно-ледниковые отложения — отложения ледниковых вод. Наиболее характерно выражены в зандровых равнинах, расположенных у внешнего края бывшего ледника и состоящих из плоских и обширных конусов выноса. Около конечных морен они сложены галечниками с валунами и гравием, дальше переходят в плохо сортированные зандровые пески с косой слойчатостью и линзовидным строением. Некоторые авторы относят к флювиогляциальным отложениям также и покровные суглинки.

Озерно-ледниковые отложения образуются на дне ледниковых озер и обычно тонкозернисты и тонкослоисты. Среди них наиболее характерны ленточные глины. Обычная их мощность 2—15 м, реже 40—50 м.

К другим ледниковым отложениям относят солифлюкционные образования, а также отложения подпорных бассейнов — обширных озер, образовавшихся при подпруживании ледниковым покровом рек. Последние представлены песками, алевритами, суглинками, реже глинами, плохо сортированными, с гальками и гравием. Ледниковые отложения были широко распространены в четвертичных отложениях Северного полушария. В более древних отложениях они известны среди палеозоя материка Гондваны. В Австралии достоверно доказано наличие ископаемых морен и разнообразных ледниково-морских, водно-ледниковых и озерно-ледниковых отложений (см. гл. 27 [1]).

§ 10. ФАЦИИ ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ

Особенности элювиальных образований — залегание на месте разрушения материнских пород. Состав элювия непостоянен и разнообразен. В нем обычно отсутствуют органические остатки и слоистость. Древние элювиальные фации, примером которых служат коры выветривания, известны в отложениях разного возраста, начиная с докембрия. Они связаны с водораздельными пространства-

ми и являются обычно показателем более или менее длительного перерыва в осадконакоплении.

Среди элювиальных образований выделяется три генетических типа [1]: 1) обломочный («кластогенный») элювий — щебнистые и глыбовые скопления преимущественно механического разрушения горных пород, характерен для вулканических областей; 2) собственно кора выветривания («хемогенный» элювий); 3) почвы и подпочвы («биогенный» элювий). Ископаемые болотные почвы хорошо изучены на материале угленосных толщ (Л. Н. Ботвинкина, 1953, 1965 гг.; Ю. А. Жемчужников и др., 1959, 1960 гг.), где они часто подстилают угольные пласты и содержат многочисленные растительные остатки. Ископаемые почвы обычно тонкозернистые темные породы — аргиллиты, алевролиты, реже — мелкозернистые песчаники. Часты конкреции сидерита, пирита, реже — анкерита, доломита и кальцита. Текстура неслоистая, комковатая, пятнистая. Нижняя часть ископаемого почвенного горизонта бывает обесцвечена.

Е. В. Шанцер (см. гл. 28 [2, с. 264]) выделяет отдельный генетический класс «коры выветривания» и в нем элювиальный ряд, состоящий из двух групп — элювиальный и группы почв (автоморфных и гидроморфных).

§ 11. СКЛОНОВЫЕ ФАЦИИ

Склоновые фации объединяют отложения, разнородные по динамике, аккумуляции, строению и составу. В подавляющем большинстве мощных осадочных формаций склоновые отложения либо отсутствуют, либо встречаются в виде незначительных линзовидных тел.

Е. В. Шанцер (см. гл. 28 [2, с. 264]) выделил склоновый (коллювиальный) генетический ряд континентальных отложений с подразделением его на две группы — гравитационную и делювиальную (коллювий смывания). К гравитационной группе (коллювиальная подгруппа) отнесены продукты выветривания, смещенные вниз по склону под влиянием силы тяжести. Они отличаются от делювия худшей сортировкой и по этому признаку близки к моренам, но в отличие от них сложены только местными породами. Различается коллювий обрушения (обвальный и осыпной) и коллювий оползания (оползневые и солифлюкционные накопления).

Делювиальные отложения образуются в результате склонового смыва продуктов выветривания водами. Они очень плохо сортированы и содержат остроугольные обломки местных пород. В них наблюдается параллельная склону слоистость. В предгорных областях делювий часто сочетается с пролювием. Выделяют отложения делювиальных шлейфов и делювий, заполняющий разрозненные понижения в рельефе. Первые могут протягиваться на большие расстояния. Делювий встречается среди отложений четвертичной системы и редко среди более древних.

§ 12. НАЗЕМНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В вулканических образованиях Л. Н. Ботвинкина [1] выделила и подробно описала три генетических группы, представленные резко различными породами — от эффузивных до типично осадочных.

Первая группа — собственно вулканические отложения, представленные тремя подгруппами: а) экструзивные образования; б) преимущественно эффузивные и в) преимущественно эксплозивные.

Вторая группа — преимущественно породы вулканоосадочные и вулканогенно-осадочные с примесью осадочного материала: 1) отложения из эруптивных пепловых туч (пеплопадов), 2) вулканогенно-ледниковые отложения, 3) отложения термальных и минерализованных вод, 4) вулканогенный пролювий, 5) вулканогенный делювий, 6) вулканогенный коллювий, 7) вулканогенный псевдоэлювий, 8) болотные отложения кальдер и 9) отложения озер вулканических котловин. Они обычно присущи только вулканическим областям, и лишь отложения пеплопадов и тефротурбидиты встречаются далеко за их пределами.

Третья группа — преимущественно осадочные и вулканогенно-осадочные, в меньшей степени вулканогенно-осадочные образования (в соответствии с вышеперечисленными отложениями второй группы): 1) эоловые, 2) ледниковые, 3) аллювиальные, 4) пролювиальные, 5) делювиальные, 6) коллювиальные, 7) элювиальные, 8) болотные и 9) озерные. Все генетические типы этой группы существуют в вулканических и невулканических областях.

Каждая группа делится на подгруппы, а те в свою очередь — на классы. Каждый класс состоит из нескольких (чаще 2—4) генетических типов пород.

Продукты наземной вулканической деятельности широко распространены среди континентальных образований, начиная с протерозоя. Вопросы изучения генетических типов вулканогенно-осадочных континентальных отложений освещены А. Р. Гептнером [3].

§ 13. ДРУГИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФАЦИИ

Среди континентальных образований, главным образом четвертичного возраста, широко распространен лёсс (около 10% всей суши).

Лёсс отличается слабой выветрелостью слагающих его минералов и однородностью состава (кварц 60—75%, полевые шпаты 10—20% и карбонаты кальция 10—30%). Это единственная на земле порода гранулометрически однородная и неслоистая на огромном пространстве и в мощных толщах. Еще шире развиты лёссовидные (или лёссовые) породы, обладающие лишь некоторыми общими «лёссовыми» признаками (см. гл. 28 [2, с. 264]): преобладанием алевритовых фракций, малой уплотненностью, высокой общей пористостью и обилием вертикальных трубчатых макропор, часто повышенной карбонатностью, просадочностью. Эти признаки однозначно указывают лишь на субаэральную обстановку их образования в условиях семиаридного или аридного климата. Их принадлежность к определенному генетическому типу остается спорной. Лишь для лёссовидных отложений, обладающих ясной слоистостью, содержащих много песчано-гравийных частиц и залегающих по периферии конусов выноса или на поверхности речных пойм, очевидно соответственно делювиальное, пролювиальное или аллювиальное происхождение.

О происхождении типичных лёссов существуют многочисленные гипотезы — эоловая, водно-ледниковая, пролювиальная, почвенная, вулканическая (Н. И. Кригер, 1965 г.; Г. Ф. Крашенинников — см. гл. 27 [1]; [6]). Эоловая теория господствует за рубежом и имеет многочисленных сторонников и в нашей стране. Для многих регионов земного шара она строго доказана или представляется наиболее вероятной. Весьма дискуссионен вопрос о генезисе лёссов Средней Азии. Почти все среднеазиатские геологи считают их пролювиальными, хотя и допускают эоловый генезис некоторых их частей. В настоящее вре-

мя трудно оценить относительную роль эолового и водного переноса в образовании среднеазиатских лёссов.

Д. В. Наливкиным (см. гл. 27 [4]) среди континентальных фаций выделена серия карстовой области и пещер. Распространение карста значительно и связано с областями развития известняков. Разновидностью карста являются пещеры, в ископаемом состоянии не отличимые от подземного карста. Г. Ф. Крашенинников (см. гл. 27 [1]) выделяет поверхностный и подземный карст. Практическое значение имеют алеврито-глинистые и глинисто-мергельные породы, иногда целиком заполняющие подземные карстовые полости. На Урале, в Казахстане и Средней Азии они часто содержат месторождения цветных металлов (никеля, кобальта, меди, свинца, цинка и др.); иногда они содержат россыпи. В СССР наряду с современным не меньше распространен и древний карст — палеоген-неогеновый, мезозойский и палеозойский.

Некоторые древние карстовые брекчии описаны В. С. Сорокиным (1967 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., Наука, 1974. 318 с.
2. *Верзилин Н. Н.* Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л., изд-во ЛГУ, 1975. 144 с.
3. *Гептнер А. Р.* Континентальные отложения вулканических областей. — В кн.: Процессы континентального литогенеза. Труды ГИН АН СССР, вып. 350. М., 1980.
4. *Гунченко Е. П., Ефимов А. Н., Кудрявцев В. Е.* Минусинские впадины Алтае-Саянской складчатой области — новая провинция древних континентальных карбонатных образований. — Докл. АН СССР, т. 226, 1976, № 1, с. 186—189.
5. *История* озер в мезозое, палеогене и неогене. IV Всес. симпоз. по истории озер. — Тезисы докладов. Т. 1. (Ин-т озеровед. АН СССР). Л., 1975, 118 с.
6. *Лазаренко А. А.* Литология лёссов и погребенных почв. — В кн.: Путеводитель экскурсий Международного симпозиума по проблеме «Границы неогена и четвертичной системы». М., 1977, с. 19—21.
7. *Процессы* континентального литогенеза. Труды ГИН АН СССР, № 350, 1980. 212 с.
8. *Рухина Е. В.* Литология ледниковых отложений. Л., Недра, 1973. 176 с.
9. *Рухина Е. В.* Некоторые диагностические признаки ледовых отложений и тиллитов. — В кн.: Проблемы осад. геол. докембрия. Вып. 4. Кн. 1. М., 1975, с. 150—152.
10. *Салоп Л. И.* Докембрийские тиллиты и великие оледенения. — Бюл. МОИП, отд. геол., 48, 1973, № 6, с. 74—80.
11. *Фации* и геохимия карбонатных отложений. Второе совещание секции методов фациального анализа и палеогеографии и секции геохимии осадочных пород Комиссии по осадочным породам АН СССР 15—21 мая 1973 г. Тезисы докладов. Л. — Таллин, 1973. 133 с.

Глава 30

ФАЦИИ, ПЕРЕХОДНЫЕ ОТ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ К МОРСКИМ

Эти фации в целом были подробно изучены А. П. Феофиловой (1956 г.) в толщах среднего карбона Донбасса. К ним отнесены фации побережья с изрезанной береговой линией, образующей мысы, заливы, бухты, обусловливающей

сложное распределение осадков с образованием различных аккумулятивных форм типа кос, пересыпей, баров и с отчленением лагун и приморских озер. Наиболее существенными специфическими признаками изученных фаций переходной группы являются: 1) частые изменения текстур и структур в слое; 2) широкое развитие слойчатости типа знаков ряби волнений и течений в зоне мелководья с характерной мелкой волнистой и косоволнистой слойчатостью, частыми текстурами взмучивания, включениями растительных остатков, с ходами червей; 3) обилие растительных остатков, а в алеврито-глинистых породах тонкого растительного детрита; последний рассеян в породе в виде тончайшей пыли и придает ей темный цвет; 4) наличие фауны опресненных вод (преимущественно антракозид), присутствие одновременно фаунистических и растительных остатков; в фациях глинистых осадков лагун и заливов наряду с прибрежными формами опресненных вод часто встречаются формы, типичные для нормальных морских вод; 5) при прослеживании на площади и по разрезу обнаруживается тесная связь как с континентальными осадками, так и с отложениями прибрежно-морских фаций.

Д. В. Наливкин (см. гл. 27 [4]) отнес группу переходных фаций к нимии «лагунная область» с выделением сервий: лагун, лиманов, эстуариев, застойных заливов и проливов, прибрежных соляных и пресных озер, ваттов, дельт, пересыпей, песчаных и глинистых берегов и других участков суши, прилегающих к лагунным водоемам. Г. Ф. Крашенинников (см. гл. 27 [1]) к переходным отнес фации дельт, лагун и лиманов.

Вслед за Д. В. Наливкиным (1932 г.) отложения, возникающие в переходной зоне между сушей и морем, Л. Б. Рухин (см. гл. 28 [8]) объединил в группу лагунных фаций, среди которых наиболее типичны отложения лагун. Им были выделены макрофации опресненных и засолоненных бассейнов, дельт, эстуариев и лиманов.

По Н. В. Логвиненко (см. гл. 27 [3]), в группе переходных различают лагунные и лагунно-заливные фации (с затрудненным доступом свежих вод — осолоненные; с соленостью, близкой к нормальной морской; с притоком пресных вод — опресненные или фации эстуариев и лиманов), фации дельт — сложный комплекс морских, лагунных и континентальных отложений. На границе моря и суши он выделил переходные фации — пляжевые и мелководные морские осадки, дал характеристику современных переходных песчаных фаций (в том числе береговых эоловых песков) и привел примеры их встречаемости в ископаемом состоянии. Н. В. Логвиненко отмечает, что надежное определение переходных песчаных фаций в ископаемом состоянии требует комплексного изучения типов слоистости, гранулометрического состава, органических остатков и условий их захоронения распределения и концентрации тяжелых минералов.

Ниже характеризуются отдельные группы фаций (макрофаций) переходной области.

§ 1. ЛАГУННЫЕ ФАЦИИ

Собственно лагунные отложения образуются в неполностью отделенных от моря мелководных акваториях (лагунах). Основная их особенность — повышенная или пониженная соленость воды. Они не связаны с речными долинами. Для

осадков характерна хорошо выраженная слоистость, нередко сезонного характера. Водоемы лагун при гумидном климате опреснены и в них преобладают песчано-глинистые осадки. Плоские отмели побережья лагун являются благоприятными обстановками для образования торфа и углей. При аридном климате лагуны в разной степени осолонены и образуются карбонатные (доломит) и галогенные отложения (преобладают гипс, ангидрит, мирабилит, каменная соль). Фауна обычно указывает на повышенную или пониженную соленость вод и характеризуется бедностью видового состава. Среди лагун Д. В. Наливкин (см. гл. 27 [4]) выделяет: намывные, островные, дельтовые, впадинные, кратерные и рифовые. Примеры и характерные особенности древних лагунных фаций приводятся ниже.

Углубленный фациальный анализ лагунных образования с повышенной соленостью вод проведен Я. К. Писарчик (1963 г.). Для нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра ею составлено десять детальнейших фациальных карт и выделены многочисленные фации, и в том числе: 1) прибрежные фации со слабо выраженной соленостью вод, 2) континетальные и лагунные фации прибрежной зоны, 3) фации прибрежной части осолоненной мелководной лагуны, 4) фации внутренних частей мелководной осолоненной лагуны, 5) фации периферических частей той же лагуны, 6) чередование фаций усыхающих и осолоненных лагун при ритмичном колебании солености вод от стадии садки галита до стадии отложения доломита.

В. Г. Махлаев (1964 г.) выделил в верхнефаменском бассейне Русской платформы различные по глубинам осадкообразования, литологическим и палеонтологическим особенностям и степени солености лагунные фации: 1) прибрежно-лагунные, размещавшиеся на глубинах до 15 м в области повышенной солености бассейна с образованием доломитовых осадков; 2) мелководио-лагуиные, размещавшиеся на глубинах от 10 до 60 м, отвечающие повышенной солености бассейна. В зонах высокой солеиости отлагались: а) сульфатные и сульфатно-доломитовые породы; б) глинистые и кварцевые алевритовые породы, встречающиеся с сульфидами, а также сульфатно-глинистые и сульфатно-алевритовые; в) умеренно-глубоководные лагунные фации бассейнов с повышенной соленостью с глубинами свыше 60 м, представленные мощными выдержанными пачками массивных или полосчатых доломитов без кварцевого терригенного и обломочного доломитового материала. В зонах высокой солености образовывались чистые плотные массивные и слоистые сульфатные и сульфатно-доломитовые породы.

А. П. Феофиловой (1966 г.) в карбоне Западного Донбасса выделены фации лагун и лагунно-заливные.

В отложениях лагун (в гумидной обстановке) выделена фация глинисто-алевритовых осадков с пелециподами прибрежных и опресненных форм.

В лагунно-заливных отложениях выделены фации: 1) полузакрытых заливов и лагун (в гумидной обстановке) с анкеритизированными доломитами, 2) полузакрытых заливов и лагун в слабоаридной обстановке (для пород фации характерно залегание внутри или в основании красноцветных терригенных толщ), 3) голубовато-серые алевритовые осадки лагунно-заливных водоемов в гумидной обстановке с признаками засушливости, 4) пестроцветные алеврито-глинистые осадки центральных частей лагунно-заливных водоемов в слабо арид-

ной обстановке (признаки этих фаций — тонкоотмученный, преимущественно глинистый состав, хорошая сортировка алевритовой примеси, отчетливая микрослоистость, приуроченность к ним доломитовых слоев с угнетенной морской фауной), 5) пестроцветные алевритовые осадки зоны волнений и течений лагунно-заливного побережья в слабо аридной обстановке.

О. А. Щербаковым (см. гл. 29 [11]) в турнейском бассейне западного склона Среднего Урала изучены фации опресненных лагун, характеризующиеся большим литологическим разнообразием. Для них характерно присутствие сидеритов, радиоляритов и спонголитов. Органические остатки качественно бедны; наиболее распространены однокамерные фораминиферы, спикулы губок и остракоды, иногда многочисленны остатки наземных растений и радиолярий. Лагунные опресненные обстановки делятся на мелководные, средних глубин и относительно глубоководные.

Л. Н. Ботвинкина (см. гл. 29 [1]) в классе «Лагунно-заливные отложения» выделила три фациальные типа: 1) отложения прибрежных лагун (опресненных, осолоненных, нормальной солености), 2) отложения заливов и бухт, 3) отложения приустьевых заливов (лиманов, эстуариев).

§ 2. ФАЦИИ ЛИМАНОВ И ЭСТУАРИЕВ

Лиман — это расширенное устье реки, затопленное водами моря, не имеющее приливов и отливов, превращенное в залив. Лиманы бывают открытые и закрытые — отделенные от моря косой или пересыпью. Лиманы и по форме и по характеру осадков часто очень близки к лагунам. Однако лагуны развиваются обычно из морских заливов и не связаны с речной долиной; они обычно подстилаются морскими отложениями, лиманы — аллювиальными. Оконтуривание лиманных фаций может дать ценный материал по древним речным системам и форме морского берега.

Эстуарий — это удлиненный, воронкообразный залив, образовавшийся в результате затопления и расширения устья крупной реки, при совместном действии на его берега абразии и приливно-отливных течений. В зависимости от интенсивности твердого стока и колебаний уровня моря часть эстуария может превратиться в дельту, лагуну или полностью исчезнуть. В отличие от лиманов, не перегораживается пересыпями и встречается у берегов приливных морей.

Рассматриваемые фации могут быть рудоносными, особенно в тех случаях, когда реки приносят суспензии или коллоидные растворы глинозема, железа или марганца.

Американскими геологами (C. Campbell, R. Oaks, 1973) детально изучены линзы песчаников, заполняющих приливно-отливные промоины в устьях древних раннемеловых рек свиты Фол-Ривер. Протяженность этих линз 5—6 км, ширина 1—2 км, мощность до 15 м. Они перекрываются накоплениями прибрежных равнин или их мелководно-морскими эквивалентами. В каждой линзе различаются фации: аллювиальная, верхней и нижней частей эстуария и мелководно-морская. Отложения верхней части эстуария характеризуются косой слойчатостью: между параллельными поверхностями находятся косослойчатые серии с крутыми углами падения слойков в сторону моря. В отложениях нижней части развиты крупная и мелкая срезанная линзовидная слоистость, перемежающаяся с правильной параллельно-волнистой. В последние годы подробно

описаны осадки обширного эстуария на восточном побережье Южной Африки (C. Moura, 1975).

Основываясь на детальном анализе многочисленной фауны пелеципод, Л. А. Рагозин (1976 г.) пришел к заключению о широком развитии в Кузбассе в алыкаевское время эстуариевых бассейнов.

§ 3. ФАЦИИ ПЛЯЖЕЙ

В пределах полосы аккумулятивного берега под действием прибойного потока идет формирование осадков пляжей. В сторону суши они переходят в различные фации; в сторону моря — в песчаные и алевритовые осадки волнового поля. Различают части пляжа: тыловая часть берега, уступ и фронтальная часть берега (зона прибоя). Пляжи характеризуются следующими особенностями [2]: 1) преобладанием мелко- и среднезернистых хорошо отсортированных, с отрицательной асимметрией, кварцевых песков с примесью гравия, мелкой гальки и раковинного детрита (в аридных зонах преобладают детритовый песок и оолиты); 2) концентрацией тяжелых минералов, главным образом в штормовом валу, верхней и подводной частях пляжа; 3) косой слоистостью пляжевого типа и характерными пляжевыми текстурами (знаки ряби, заплеска, желобы стока); 4) присутствием морской и наземной фауны, растительного детрита с закономерной ориентировкой; 5) асимметричной рябью на подводном пляже; 6) хорошей окатанностью и блестящей поверхностью песчинок.

Фация пляжей известна в палеоген-неогеновых отложениях Украины (полтавский ярус). В верхоленской кембрийской свите юга Сибирской платформы Э. И. Кутыревым (1969 г.) выделены фации песчаников пляжей. Косые слойки в них обычно наклонены под углами в 2—7°, тогда как в косах 2—20°, в гривах — до 35°. Пляжные осадки развиваются в парагенезисе с фациями грив, кос, баров и участков волнения заливно-лагунного мелководья.

§ 4. ФАЦИИ БАРОВ

Барами называются затопленные валы из обломочных осадков, расположенные в один или несколько параллельных рядов. Они формируются в мелких эпиконтинентальных или шельфовых водах волнами и течениями. Кроме баров, выделяются бароподобные хребты приливно-отливных течений, подводные дюны, барханы и песчаные волны, подводные расширения песчаных кос. Бары подразделяются на продольные и поперечные по отношению к преобладающему течению или береговой линии. Среди продольных выделяются бары русел и устьев рек, эстуариев, проливов и узких заливов. Бары образуются в местах благоприятного сочетания фациальных и тектонических условий: в прибрежной зоне моря на пологих склонах платформенных поднятий, в зонах флексурообразных перегибов склона или цепочек антиклинальных структур. Нередко они возникают и в удалении от берега, обрамляя локальные структуры [1].

Выделение комплекса баровых фаций имеет важнейшее практическое значение, так как с ними и береговыми валами в СССР и США связано множество месторождений нефти и газа. Диагностика барового комплекса фаций проводится с помощью весьма детального фациального анализа, по комплексу морфологического и литологических признаков с использованием структурно-статистических параметров. При этом следует особенно тщательно анализировать взаимоотношения фаций и, используя методы математической статистики, срав-

нивать полученные параметры с показателями для современных фаций. Рассмотрим некоторые примеры углубленного изучения баровых фаций.

Э. И. Кутырев и Ю. В. Богданов (1966 г.) детально изучили приустьевые бары, отгораживающие в раннем протерозое в районе меденосной толщи подводную дельту от морского бассейна. Характерные признаки древних баров таковы: 1) в ископаемом состоянии обычно сохраняются крупные формы — удлиненные линзы крупнокосослоистых песчаников мощностью до 40 м, шириной до 3 км и длиной более 8 км; 2) по простиранию баровые пласты резко замещаются подводно-дельтовыми и мелководно-морскими; 3) формы мощностью до 6 м имеют очень крупную клиновидную перекрестную косую слойчатость; мелкие формы характеризуются прерывистой извилистой выпукло-вогнутой волнисто-косой слойчатостью; 4) по крупности материал находится в пределах песчаной фракции, окатанность хорошая, сортировка разнообразная.

А. П. Феофилова (1966 г.) отметила, что в Западном Донбассе фация баров представлена песчаными осадками с подчиненной ролью алевролитов. Ею выделено и подробно охарактеризовано три типа баровых фаций: 1) песчаные осадки в гумидной обстановке, представленные тонко- и мелкозернистыми песчаниками; 2) песчаные бескарбонатные осадки в гумидной обстановке с признаками засушливости; 3) пестроцветные алеврито-песчаные осадки в слабо аридной обстановке. Их цемент преимущественно доломитовый.

Статья К. Дикинсона и др. «Распознавание баровых береговых зон» (1974 г.) посвящена результатам изучения вытянутых вдоль барьерной береговой линии песчаных островов, известных в литературе как барьерные острова, прибрежные бары, барьерные бары, внешние банки. В статье описаны наиболее типичные черты их строения и сделана попытка найти критерии их распознавания в разрезах. Барьерные острова имеют удлиненную форму при отношении длины к ширине больше 10. В поперечном сечении они имеют форму выпуклой кверху линзы. В фациальный комплекс барьерного побережья входят его фронтальные части, пляжи, дюны и эоловые отмели, приливные протоки, дельты, намытые конусы выноса, отмели заплеска, приливо-отливные отмели, лагуны, заливы или бухты. Особенно достоверный индикатор этих фаций — характер распределения и тип фораминифер, указывающие на специфику среды обитания.

В качестве типичного примера детально изученного древнего вдольберегового бара авторы приводят песчаник Галлеп нефтяного месторождения Бисти в Нью-Мексико, в котором выделен ряд фаций.

1. Главный покровный песчаник Галлеп, отлагавшийся при регрессии моря, представлен: а) песчаной фацией прибрежья — чрезвычайно тонкозернистым песчаником с многочисленными зернами доломита и редкими — глауконита; б) фацией пляжевого среднезернистого песка с пониженным или средним содержанием зерен первичного доломита и незначительным — глауконита.

2. Забаровая фация с низким значением спонтанной поляризации — плохо отсортированные песчанистые глины и глинистые пески с незначительным или средним содержанием первичного доломита; глауконита мало или нет.

3. Фация среднезернистых баровых песков. Первичного доломита мало или нет, глауконита много (10%). Коэффициент сортировки 0,5—1,0; форма зерен полуугловатая или полуокатанная.

4. Предбаровая фация — морские глины с фауной открытого моря, планктонными фораминиферами и иноцерамами. Содержат коллофан.

5. Фация тыльной стороны бара — морские глины, накапливающиеся в изолированном морском бассейне, без фауны открытого моря с отпечатками бентосных фораминифер, заполненных пиритом.

6. Глины открытого моря, повсеместно покрывающие формацию Галлеп.

Авторы указывают, что четко разграничить такие взаимосвязанные элементы как барьерные острова, прибрежные и вдольбереговые бары, косы, низкие гряды (cheniers) и пляжи — очень трудно, если при этом опираться только на возрастные геологические взаимоотношения. Все эти линейно вытянутые тела, включая русловые образования, обычно объединяются под общим названием «шнурковые пески».

Диагностику баров рассматривают Г. А. Каледа и Н. С. Шик [1], указывающие, что бары образуют узкие шнурковидные песчаные тела, сходные с русловыми отложениями и морскими косами. Однако от русловых образований и прочих песчаных тел они четко отличаются по ряду признаков, и прежде всего по морфологии баровых тел. Это обычно вытянутые линзы длиной несколько километров, шириной сотни метров, мощностью — метры, десятки метров. Г. А. Каледа и Н. С. Шик приводят критерии распознавания баровых фаций, рекомендуемые различными исследователями.

К. Д. Девис и др. (C. D. Davies et al., 1971) пришли к выводу о том, что для древних и современных баров характерна вполне определенная последовательная смена пород с различными текстурными и структурными особенностями, по которым и могут быть опознаны древние бары. В их вертикальном разрезе авторы выделили четыре типа осадков. Первый тип — нижние подводные (глубина 10—12 м) — переслаивание очень тонкозернистых песков, алевритов и глин. Слоистость неправильная, волнистая. В алевролитах отмечаются ходы роющих животных. Второй тип — средние подводные (глубина 1,5—10 м) — тонкозернистые пески, интенсивно переработанные илоедами. Характерно наличие неясной пятнистости и некоторой нарушенной слоистости. Третий тип — верхние подводные и пляж — тонкозернистые песчаники со слабонаклонной слоистостью. Характерна асимметричная рябь. Четвертый тип — эоловые отложения — очень тонкозернистые песчаники со своеобразной фестонообразной косой слоистостью, следами корней и погребенных почв. Внутри тела бара размер зерен увеличивается от нижних слоев до верхних подводных и пляжевых и уменьшается к эоловым. Для распознавания баров по характерной последовательной смене текстур необходимы полные разрезы, поэтому делаются попытки найти необходимые критерии при небольшом количестве образцов.

А. С. Никольской (1980 г.) выделены бары открытого моря, залегающие среди нормально морских отложений, и мелководные бары, генетически связанные с заливно-лагунными отложениями.

§ 5. ФАЦИИ ДЕЛЬТ

Это группа фаций, отвечающая различным участкам дельт с характерными для них генетическими типами пород. Иногда к дельтовым относят все фации, встречающиеся в пределах современных крупных дельт, в том числе озер, болот и прибрежной зоны водоемов. При таком подходе выделяются не собственно дельтовые фации, а таксономическая единица более высокого порядка. Так, Д. В. Наливкин (см. гл. 27 [4]) включает в состав нимии «дельта» несколько

сервий: речная долина, озеро, болото, горько-соленое озеро, пересыпь, дюнная область, мангровые заросли. Собственно дельтовые фации А. П. Феофилова (1973 г.) рекомендует ограничивать типами, несущими специфические признаки дельтовых условий. При выделении ископаемых дельтовых фаций следует выявлять их парагенетические связи с речными и бассейновыми осадками. Кроме морских дельт, распространены озерные и наземные. Последние образуются в пустынях и вдоль подножья горных хребтов.

А. П. Феофилова в крупных дельтах равнинных рек, впадающих в морские водоемы, рекомендует выделять три типа фации.

1. Наземной части дельты, представленной косослоистыми песками меандрирующих речных рукавов, дюн, а также алеврито-глинистыми осадками заросшей или заболоченной части дельты обычно обогащенными растительным материалом.

2. Переходной части дельты, представленной песчано-алевритовыми осадками приустьевых баров, прибереговых валов и отмелей (бичи), приливо-отливных отмелей, а также мелких проток. Сюда же относятся тонкопесчаные и алеврито-глинистые осадки более или менее отгороженных прибрежных лиманов, лагун или реликтовых озер. Для отложений этой части дельты характерны разнообразные типы косой, косоволнистой и горизонтальной слойчатости.

3. Подводной — морской части дельты. Ранее считалось, что отличительной особенностью этих отложений является первичный крутой уклон поверхностей наслоения (десятки градусов), обусловливающий образование мощных серий косонаклонных слоев. Позднейшими работами показано, что в преобладающем большинстве современных дельт первичный уклон подводной части не превышает 1°. В этой части развиты песчано-алевритовые отложения подводного продолжения приустьевых баров и речных рукавов (бороздин), алеврито-глинистые осадки подводных участков бичей и приливно-отливных отмелей, а также более грубозернистые осадки, для которых характерна многоярусная косая и косоволнистая слойчатость с меняющимися наклоном и направлением косых слойков. С удалением от речного устья материал становится все более тонким и однородным, слоистость выполаживается и становится неотчетливой. В этой части дельты животные остатки преобладают над растительными.

Размеры и форма дельты, соотношения отдельных ее частей, гранулометрический состав осадков, степень их окатанности варьируют в широких пределах в зависимости от размеров реки, количества выносимого ею материала, уклона продольного профиля, размера и гидродинамического режима водоема, его прибрежной топографии, характера тектонических движений, климата и других факторов.

По Э. Кросби (1974 г.), в отложениях дельтового комплекса фаций различают наземные части дельты и субаквальные — расположенные в море. К первым относят: рукавообразный канал, прирусловые валы, болота и марши, межпротоковую котловину или депрессию и пляж. Ко вторым — протоку и продолжение прирусловых валов, устьевый бар протоки, авандельту и преддельтовый склон (склон дельты), открытый шельф вблизи дельты.

А. А. Чистяковым (1980 г.) рассмотрено фациальное расчленение отложений в системе дельта — глубоководный конус. Им же выясняется роль фациального анализа образований этой системы при поисках полезных ископаемых и приведены ископаемые аналоги современных фаций дельт и глубоководных конусов.

С ископаемыми дельтами бывают связаны месторождения угля, нефти, газа, меди, марганца, железа, а также россыпи золота, тяжелых минералов, редких элементов. Ю. В. Богдановым (1963 г.) подробно охарактеризованы меденосные дельтовые песчаники нижнего протерозоя в северо-восточном Забайкалье. Древние дельтовые фации развиты в верхнепалеозойских угленосных отложениях. В девонских красных песчаниках их мощность достигает сотен метров. Интересны и исследования В. П. Батурина (1931 г.) о неогеновой палео-Волги.

§ 6. ФАЦИИ ПРИЛИВО-ОТЛИВНЫХ РАВНИН

Наиболее полно фации приливо-отливных равнин охарактеризовали Р. Рейнек (H. Reineck, 1974) и П. Мартини (P. Martini, 1974). Осадки этих фаций приурочены к узкой полосе между уровнями прилива и отлива — от 1 до 4 м и более. Они представлены глиной, алевритом и тонкозернистым песком и образуют вытянутое параллельно берегу клиновидное тело, пересекаемое протоками или эстуариями. Для приливо-отливных участков, сложенных смешанными осадками, и для прибортовых осадков в протоках обычны косоволнистая (флазерная), волнистая, линзовидная слойчатость, а также переслаивание ила и песка (или алеврита). Встречаются знаки течений, волновые знаки ряби. Часто наблюдаются небольшие канавки и эрозионные выемки. На поверхности видны следы наземных животных, отпечатки дождя, градин, трещины усыхания. Большая часть слоев обычно нарушена донными животными. В некоторых слойках концентрируются фекальные комочки, в других — окатанные сгустки водорослей. Перед приливо-отливной равниной обычно располагаются песчаные бары, иногда барьерные острова.

К. Бергоми (C. Bergomi, 1973) в мезозойских отложениях Центральных Апеннин установил мелководные отложения, осадки закрытых маршей и приливо-отливных равнин. Им выделены: 1) фации внутренних частей болотистой приливо-отливной равнины, замещаемые образованиями пресноводных бассейнов, содержащие однообразную фауну, наземные растения и окисленные железные руды (нижний доггер); 2) тонкослоистые отложения внутри- и надприливной зон, содержащие пачки континентальных образований; 3) «оолитовый уровень», переходящий по латерали в изменчивые отложения надприливной зоны; 4) «фация dithiotis» с линзами известковых мергелей (верхний лейас); 5) измененные отложения «глинистого уровня».

В Южной Ирландии в верхах девонского красного песчаника установлен постепенный переход от континентальных к отложениям приливо-отливной равнины (E. Knijpers, 1975), в которых: увеличивается минеральная зрелость песчаников; появляется переслаивание аргиллитов и песчаников; увеличивается количество мощных прослоев флювиальных песчаников; цвет пород изменяется от красного через зеленый к серому.

Прибрежные низины, покрытые черным вязким илом, обнажающиеся во время отлива и покрытые морем во время прилива, называют ваттами. По условиям образования они очень близки к угленосным толщам, нередко обогащены остатками растений и даже переходят в торф. Слоистость тонкая, неправильная. В руслах протоков развита косая слойчатость. Неправильные очертания прослойков, частое их выклинивание, отличают отложения ваттов от ленточных глин озер и других замкнутых бассейнов. Типичный пример ископаемых ваттов — девонские сланцы Бунденбаха (см. гл. 27 [4]).

Мангровые заросли (болотистое побережье, соленые болота) — устьевые части рек и дельт и низинные части морских берегов, покрытые мангровой флорой (деревья с воздушными корнями, обнажающимися во время отливов), с морской фауной по берегам и солоноватоводной — в дельтах. Представлены песчано-глинистыми отложениями, нередко с углистыми прослоями и морской фауной. Были широко распространены в позднем палеозое и мезозое, но еще не выделены из общей массы морских илистых прибрежных отложений.

§ 7. ДРЕВНИЕ ЗОНЫ НЕПРЕРЫВНОГО ПЕРЕХОДА ОТ МОРЯ К КОНТИНЕНТУ

Изучение на значительных площадях древних зон непрерывного перехода от нормально морских фаций к лагунным или континентальным позволило выявить изменения фаций в некоторых детально изученных разрезах.

К. К. Зеленов (1957 г.) проследил в нижнекембрийских отложениях северного склона Алданского массива переход от области открытого моря к осолоненным лагунам. В образованиях журинского подъяруса им выявлены фации: 1) области нормального открытого моря, представленные известняками с археоциатами, водорослями, трилобитами, птероподами (планктонные); 2) археоциато-водорослевых биогерм с эпифитоновыми водорослями (биогермы облекаются слабо глинистыми, глинистыми и афанитовыми известяками; их мощность 0,4—0,6 м, реже достигает 1,1—2 м, поэтому их, видимо, нужно относить к биостромам); 3) области перехода от открытого моря к лагуне: а) фации оолитовых известняков и доломитов, соответствующие мелководным участкам с быстро движущейся водой; б) фации пятнистых доломитистых известняков и известковистых доломитов; 4) осолоненной лагуны с сульфатно-доломитовыми и соленосными осадками.

Зоны постепенного перехода от нормально морских фаций к осолоненным лагунам изучены В. И. Марченко (1962 г.). Им в неокомском Копетдагском бассейне прослежены: 1) чередование фаций средних зон шельфа (пелитоморфные и микрокомковатые известняки) с морскими мелководными (детритово-обломочные известняки); 2) фации открытого шельфа с развитием донных течений (оолитовые известняки с однонаправленной косой слоистостью); 3) чередование мелководных фаций (детритово-обломочные известняки) и фаций водоемов с повышенной соленостью (доломиты); 4) фации водоемов с повышенной соленостью (доломиты); 5) фации осолоненных лагун (преобладание гипсов и доломитов).

Образованию осолоненной лагуны способствовало превращение восточной половины бахарденского моря в полузамкнутый водоем — лагуну. Возможно, что причиной этого явился невыявленный (из-за редкости обнажений) комплекс фаций барового типа.

Закономерная смена аллювиально-пролювиальных фаций наземно-дельтовыми, затем подводно-дельтовыми и, наконец, нормально морскими детально изучена в девоне Саяно-Алтайской области Н. Н. Предтеченским и Э. Н. Яновым (1963 г.).

Р. Голдринг (R. Goldring, 1971) в отложениях переходной зоны выделил фации: а) фронтальной части дельты; б) приливо-отливной зоны; в) пляжа и подводных баров; г) лагун или изолированных заливов; д) каналов и проливов мелководной зоны; е) приморских пресноводных озер.

Непрерывный переход карбонатных мелководно-морских фаций в палеоген-неогеновые континентальные проследил Хоулик (C. Houlik, 1973): мелководные известняки с ругозами, брахиоподами, мшанками — доломитистые известняки, доломиты, гипсы — тонкослоистые алевролиты со знаками ряби — косослоистые континентальные песчаники.

В преимущественно карбонатных толщах ордовика, силура и нижнего девона Подолии группой литологов и палеонтологов ВСЕГЕИ (см. гл. 29 [11]) с помощью детального комплексного фациального анализа прослежен на площади около 3 тыс. км^2 в условиях краевого платформенного бассейна непрерывный переход от нормально морских фаций к морским с нарушенным солевым режимом и затем лагунным. При этом выделены следующие фациальные обстановки: 1) гидродинамически спокойные условия глубокой части шельфа (литогенетический тип — аргиллиты с прослоями известняков); 2) переходная зона от глубокого шельфа к мелкому — спокойная обстановка, иногда с донными течениями (известняково-мергельные и известняково-аргиллитовые «ритмиты»); 3) мелкий шельф, субтурбулентная зона (комковатые, глинистые, детритовые известняки); 4 и 5) отмельная часть мелкого шельфа, турбулентная зона (детритовые известняки; биогермы и биостромы); 6) обстановка мелкого шельфа местами с нарушенным солевым режимом (доломитовые известняки; сгустковые, оолитовые известняки); 7) прибрежные и удаленные от берега лагуны (доломиты и доломитовые мергели); 8) прибрежная, подводно-дельтовая обстановка (красноцветные карбонатно-терригенные породы).

В. В. Воронцовым и др. (1975 г.) детально изучены фации непосредственного и постепенного перехода континентальных образований в морские в бокситоносных визейских отложениях Южного Тимана. В этой зоне выделены и охарактеризованы фации: 1) приморских болот типа мангровых зарослей; 2) застойных и зарастающих прибрежных участков лагуны; 3) внутренней зоны лагуны; 4) внешней прибаровой зоны лагуны; 5) баров, пересыпей и кос; 6) подвижного мелководья на внешнем склоне бара и 7) западинных участков на внешнем склоне бара.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Каледа Г. А., Шик Н. С.* Тектонические закономерности размещения и нефтегазоносность баров. — Литол. и полезн. ископаемые. 1975. № 5, с. 103—116.

2. *Логвиненко Н. В.* Пляжевые и мелководные морские терригенные и карбонатные осадки — переходные фации на границе моря и суши. — В сб.: Стратиграфия и седиментология. Докл. сов. геологов на XXV сессии МГК. М., 1976, с. 159—167.

Глава 31

ФАЦИИ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

§ 1. ФАЦИИ ШЕЛЬФА

Д. В. Наливкин (см. гл. 27 [4]) выделил среди современных фаций шельфа два больших комплекса (нимии) — открытый шельф и обособленный. В первом он рассматривает группу фаций (сервии): равнинный берег, гористый берег,

подводная долина, подводная возвышенность, открытый пролив, остров, область ледниково-ледово-морских отложений, область эолово-морских отложений, область псевдоабиссальных отложений. Наиболее распространенные фации охарактеризованы Д. В. Наливкиным более подробно. Например, в сервии «равнинный берег» им выделяются терригенные и карбонатные фации. Среди терригенных фаций отмечаются фации скал и камней, галечников и гравия, песков (денудационных, абразионных, глубинных, россыпных) алевритов, илов и глин, глауконитовых песков и глин. В числе карбонатных фаций описаны фации известковых илов и песков, фораминиферовых песков и илов, относительно глубоководные фораминиферовые известняки, фации рифов и онкоидов, водорослевых рифов, целентератовых рифов, скопления мшанок на твердом грунте, рифовые образования в солоноватоводных бассейнах, фации слоистых известняков, сложенных рифообразователями, фации ракушняковых известняков, ракушняковых банок и ракушняков, фации других известняков.

В нимию «обособленный шельф» входят участки шельфа, обособленные от открытого моря. Здесь наблюдаются резкое ослабление прибоя, отсутствие течений и исключительное распространение илистых осадков, обычно плохо сортированных, часто встречаются остатки морской фауны. К обособленному шельфу отнесены сервии: бухт и фиордов, эстуарий, застойных проливов, ваттов, мангровых зарослей, иловых впадин и застойных бассейнов. Для отложений фиордов отмечается сочетание черных пиритовых глин, обогащенных органическим веществом, и прибрежных песчаио-глинистых отложений с пресноводной или солоноватоводной фауной, при обычных глубинах 200—300 м. Застойные проливы по составу осадков близки к лиманам и обособленным бухтам, но отличаются нормальной соленостью и морской фауной, характерной для береговых илов. Пример древних фаций обособленного пролива — бокситы и покрывающие их сланцы эйфеля Петропавловского бокситоносного бассейна на Северном Урале.

Иловой впадиной Д. В. Наливкин называет расположенную на шельфе обособленную узкую впадину, различных размеров и глубин (чаще немногие десятки метров). Обычно это застойные участки бассейнов с восстановительной средой. К отложениям впадин отнесены многочисленные разновидности горючих сланцев и битуминозных пород — верхнеюрские горючие сланцы Русской платформы, доманик, кукерсит и др. По данным В. Д. Наливкина, площади распространения доманика изолированы друг от друга и располагаются внутри шельфа на значительном удалении от береговой линии. По данным детального петрографического и экологического изучения, проведенного С. В. Максимовой (1970 г.), основными породами доманика являются известняки кремнистые и глинисто-кремнистые микрозернистые, а также органогенные известняки (с птероподами, пелециподами, цефалоподами, остракодами). Особенность доманикового бассейна — высокая концентрация в морской воде кремнекислоты, действовавшая угнетающе на фауну. На основе экологического анализа фауны С. В. Максимова относит доманиковый бассейн к нормально-соленым, с преобладающими глубинами около 100 м (существуют лингулы и отсутствуют водоросли). Особенности тектонического режима и гидродинамики морских вод как факторов накопления доманиковой фации рассмотрены В. Г. Смирновым [8].

Трудность выделения отдельных типов иловых впадин геологического прошлого заставила Д. В. Наливкнна выделить особую сервию «застойный бассейн».

Современный шельф в настоящее время приобрел исключительно важное

значение и стал объектом изучения ученых самых различных специальностей [1]. В связи с этим и отложения древних шельфов также приобретают очень большое значение и поэтому описываются ниже с необходимой детальностью.

Отложения древних шельфов

Обычно связаны с глубинами до 200, иногда до 500 м. Широко распространены в ископаемом состоянии. Определяющий признак — скелетные остатки морских организмов или залегание среди фаунистически охарактеризованных морских отложений. В связи с совершенствованием углубленного фациального анализа появилась возможность выделять и характеризовать литологически и фаунистически отдельные батиметрические зоны древних шельфов и морей. Так, например, Р. Ф. Геккер, А. И. Осипова и Т. Н. Бельская (1962 г.) весьма детально литологически и палеоэкологически изучили отложения Ферганского залива палеогенового моря Евразии и выделили в них многочисленные фации прибрежной зоны моря, мелководной и относительно глубоководной. В. И. Марченко (1962 г.) комплексно и детально изучил в Копет-Даге всю непрерывную зону неокомского шельфа Тетиса от прибрежной до наиболее глубокой, включая переход к батиальным отложениям. В отложениях шельфа им выделены и охарактеризованы шестьдесят четыре фации, относящиеся к прибрежно-морской, мелководной (сублиторальной), средним и глубоким частям шельфа, перегибу шельфа и к фациям донных течений. При этом были прослежены на расстоянии около 550 км фациальные изменения каждой литолого-стратиграфической пачки. Детальному фациальному анализу и характеристике древних морских фаций посвящены исследования Л. Б. Рухина, И. В. Хворовой, Л. Н. Ботвинкиной, Ю. А. Жемчужникова, П. П. Тимофеева, А. П. Феофиловой, В. С. Яблокова, Д. В. Наливкина, С. В. Максимовой, Т. Н. Мордвилко, Я. К. Писарчик, В. И. Попова, В. Г. Махлаева, Г. Ф. Крашенинникова, М. Ф. Викуловой и др., Д. К. Патрунова, Н. В. Логвиненко, Дж. Л. Уилсон и др. В 1975 г. А. И. Осипова подчеркнула, что для более детального определения условий образования карбонатных пород необходимы комплексные палеоэкологические и литологические исследования крупных регионов с воссозданием смены осадков и соответствующих им фаун.

В. Т. Фролов (см. гл. 28 [13]) (1980 г.), продолжая разработку генетических типов морских отложений, различает среди последних свыше 30 типов. Он выделяет четыре больших генетических ряда — вулканогенный, биохемогенный, мотогенный (терригенный) и подводно-элювиальный, подразделяемых в свою очередь на 13 генетических групп и генетические типы отложений. Карбонатное осадконакопление описывается многими авторами ([3, 4, 7]; см. гл. 27 [1]; гл. 29 [11, с. 8—10]; В. И. Марченко, 1962 г.; М. Г. Михеев, 1974 г.).

Приводим далее фациальные характеристики отдельных зон древних шельфов или морей и конкретные примеры различных фаций (по данным авторов наиболее детальных комплексных исследований).

Фации литорали

Литоралью (литоральной зоной, приливо-отливной зоной) называется прибрежная часть морей и океанов, расположенная между уровнями самого высокого прилива и самого низкого отлива.

В более широком смысле используется термин «литоральная область», под которой понимается вся прибрежная часть бассейна с глубинами до 100 м.

В пределах литоральной области различают: 1) супралитораль (прибойная зона выше уровня прилива, надводная часть пляжа); 2) литораль; 3) сублитораль.

При выделении древних фаций литораль обычно объединяется с верхней подзоной сублиторали и описывается в качестве прибрежно-морских фаций. Нижняя подзона сублиторали с примерными глубинами от 30 до 100 м чаще всего описывается под названием «мелководные фации» (табл. 31-1).

Таблица 31-1

Соотношение выделяемых древних фациальных зон с зонами современных шельфов

<table>
<tr><th colspan="2">Зоны современного шельфа</th><th>Древние фации</th><th>Вероятная глубина, м</th></tr>
<tr><td colspan="2">Литоральная</td><td rowspan="2">Прибрежной зоны (прибрежно-морские, прибрежные, литоральные)</td><td rowspan="2">до 30</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Сублиторальная</td><td>Верхняя подзона (ламинариевая зона)</td></tr>
<tr><td>Нижняя подзона (зона каменных водорослей)</td><td>Мелководные (мелководно-морские)</td><td>до 60—100</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Неритовая</td><td>Верхняя подзона (средняя часть шельфа)</td><td>Переходные от мелководных к умеренноглубоководным</td><td>до 150 (?)</td></tr>
<tr><td>Нижняя подзона (эпибатиальная зона)</td><td>Умеренно глубоководные</td><td>до 200—500</td></tr>
</table>

К фациям собственно литорали относят фации пляжей и приливо-отливных побережий.

Фации пляжей выделены и описываются многими исследователями ([5]; см. гл. 27 [1, 3]; гл. 28 [4]; гл. 29 [1] и др.). Пляжи протягиваются вдоль всех аккумулятивных берегов, широко распространены у абразионных, а также на лагунных побережьях. Хорошим диагностическим признаком пляжевых отложений является их текстура (косая слойчатость с очень пологими углами наклона косых слойков и границ косослоистых серий — от единиц градусов до 10°, максимум 15°). Состав осадков на пляжах самый различный. Кроме обычных кластогенных осадков встречаются обломки пород, минералов, скелетов организмов; известны также пляжи из оолитов, кристаллов гипса, мирабилита и др. (В. П. Зенкевич, 1962 г.). Размер обломочных частиц на пляжах может варьировать от мелкопесчаного до галечного и даже до валунов и глыб. Другие особенности фаций пляжа изложены в гл. 30, § 3.

Фации приливо-отливного побережья. Особенности отложений этих фаций определяются типом берега, стадией его развития, высотой приливов и рядом других факторов. Приливо-отливный механизм детально описан в работах В. П. Зенкевича (1962 г.). Действие этого механизма различно для абразион-

ных и аккумулятивных берегов. Приливо-отливное побережье может переходить в пляжевое и поэтому они образуют парагенезис в ископаемых фациях. Пляжевые отложения приливных побережий более грубозернисты по составу. Фации приливо-отливного побережья обычно относят к переходным (см. гл. 30, § 6).

Многочисленные критерии приливо-отливной обстановки в условиях эвапорит-карбонатной седиментации и примеры древних фаций этой обстановки даны Ф. Лусия (1974 г.).

Фации прибрежной зоны (прибрежно-морские, литоральные)

Подобные образования формируют довольно узкие полосы осадков, протягивающиеся вдоль побережья бассейна. У скалистых побережий отложения этой зоны состоят из крупных обломков пород и содержат целые или разбитые раковины, обычно очень толстостенные. В тех случаях, когда берег был пологим и был сложен автохтонными отложениями, прибрежно-морские фации трудно отличать от литоральных (в узком значении этого слова) и даже мелководных. Поэтому к прибрежно-морским фациям лучше относить (В. И. Марченко, 1959, 1967 гг.) осадки литоральной зоны и примыкающей к ней верхней подзоны сублиторали, так называемой ламинариевой зоны, глубиной до 27 м, с развитыми в ней бурыми водорослями (Б. П. Жижченко, 1959 г.). В современную эпоху в этих пределах накапливаются преимущественно песчаные осадки.

Примером служат фации прибрежной зоны Ферганского залива палеогенового моря Евразии (Р. Ф. Геккер, А. И. Осипова, Т. Н. Бельская, 1962 г.). Особенность этих осадков — их высокая карбонатность в сочетании с грубым терригенным материалом. Углубления литорали заполнялись глинистыми и алевритовыми карбонатными илами.

Авторами описаны основные типы прибрежных отложений: конгломераты, глыбовые конгломерато-устричники и конгломерато-брекчии, гравийники и разнозернистые известковые песчаники, гравийные и гравийно-глинистые известняки, водорослевые известняки, пески и песчаники, алевролиты, глины, доломитовые и известковые мергели.

Глыбовые конгломерато-брекчии и конгломерато-устричники — это фация скал и камней, распространенная в современных морях и почти неизвестная в древних отложениях. В их основании лежат глыбы известняка до 1,5 м в диаметре; выше конгломерат сложен полуокатанными обломками палеозойских известняков (в палеогеновое время палеозойские массивы были скалистыми островами, у которых скоплялись грубые продукты их разрушения).

Особенность прибрежно-морских фаций неокомского копетдагского шельфа заключается в: 1) преобладании песчаного, обычно хорошо отсортированного материала с редким крупным, хорошо окатанным органогенным детритом (брахиопод, иглокожих, мшанок); 2) образовании крупных оолитов с терригенными песчинками в ядрах; 3) высокой динамике водной среды, создающей в верхних слоях осадков резко окислительную обстановку (в породах отношение Fe_2O_3/ /FeO наиболее высоко и равно обычно 2—5, нередко 10—15 и даже 30—40) (В. И. Марченко, 1965 г.); 4) образовании на застойных участках глинистых осадков; 5) развитии прибрежных фаций примерно до глубины 30 м — в Средиземном море песчаный материал, как правило, не осаждается глубже 20—40 м; в Мексиканском заливе чистые кварцевые и кварцево-детритовые пески также не спускаются ниже 25—30 м (Guld, Stewart, 1955).

К прибрежно-морским фациям копетдагского шельфа отнесены фации прибрежного оолитообразования, прибрежных терригенных песков и алевритов, прибрежных карбонатных песков и прибрежных застойных участков с накоплением глинистых илов.

Л. Б. Рухин (см. гл. 28 [8]) выделил прибрежные макрофации, к которым отнес только осадки, возникающие в зоне прилива и отлива. В морях, где последних нет, к прибрежным он относил отложения, образующиеся непосредственно у береговой линии. Прибрежные конгломераты сложены хорошо окатанными гальками. Песчаники хорошо сортированы и окатаны, с перекрестной слойчатостью. Эти отложения всегда залегают на резко размытой поверхности более древних пород. Ширина зоны прибрежных отложений у скалистых берегов несколько метров, у пологих — до нескольких километров. О принадлежности к береговой зоне свидетельствуют текстурные особенности осадков: трещины высыхания, отпечатки капель дождя и кристаллов льда, волноприбойные знаки, следы животных и птиц, отпечатки растений типа мангровых реликты корневой системы и др.

Прибрежно-морские фации с отложениями молассового типа выделяет Я. К. Писарчик (1963 г.) в ушаковской свите нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. Они представлены сероцветными песчаниками граувакккового типа с подчиненными глинисто-алевритовыми пачками и с конгломератами в основании.

В. Г. Махлаев (1964 г.) изучил и выделил прибрежно-морские фации в позднефаменском бассейне Русской платформы. Он отметил, что только при наличии в бассейне приливов и отливов, обусловливающих совместное нахождение в осадках прибрежной зоны признаков суши и моря, названные фации можно более точно разграничивать с мелководными.

В. Л. Либрович и В. Б. Сапожников (1972 г.) на основе сравнения с современными осадками Южной Калифорнии выделили в апте Западного Копет-Дага среди фаций подводных плато следующие.

1. Фации периодически возникающих отмелей, банок и мелководья у островов — маломощные прослои внутриформационных конгломератов, гравелитов и песчаников с галькой и гравием. В их подошве — небольшие размывы. Подстилающие их породы без следов выхода из-под уровня моря. В конгломератах распространены фосфоритовые гальки и гравий.

2. Фации участков отмелей с частыми чередованиями размыва и отложений. Представлены маломощными (несколько десятков сантиметров) прослоями конгломератов, гравелитов и песчаников с галькой.

Весьма детальный фациальный анализ фаций древнего шельфа для среднего палеозоя запада советской Арктики выполнен Д. К. Патруновым (см. гл. 29 [11, с. 42—46]), выделившим большие комплексы фаций: литоральных, иловых и рифовых отмелей, мелкоморья узкого шельфа, широкого мелкого шельфа, водорослевых банок на внешнем крае шельфа и глубоководных глинистых сланцев с карбонатными турбидитами.

Фации мелководной зоны (мелководно-морские)

В отложениях Ферганского залива выделены и подробно охарактеризованы (литологически и фаунистически) две больших фациальных группы мелководных образований: осадки, свойственные периодам преимущественно терриген-

ного и преимущественно карбонатного осадконакопления (Р. Ф. Геккер, А. И. Осипова, Т. Н. Бельская, 1962 г.):

Породы терригенного осадконакопления представлены двумя подгруппами: терригенной и смешанной (терригенно-карбонатной), менее распространенной.

Осадки периодов преимущественно карбонатного осадконакопления представлены тремя группами пород: известковыми, терригенно-известковыми, доломитовыми и терригенно-доломитовыми.

В Ферганском заливе палеогенового моря выделены также осадки относительно глубоководной зоны. Они обнаружены только среди отложений периодов терригенного осадконакопления. К ним отнесены.

1. Тонкие (монтмориллонитовые), бескарбонатные глины — темные (серые, зеленые, коричневые), реже светло-серые; иногда с карбонатными конкрециями. На 65—75% сложены коллоидной фракцией (менее 0,001 мм). В них встречаются остатки только очень мелких пелеципод (*Leda, Nucula, Gultellus* и др.), чешуйки и зубы рыб, иногда фораминиферы и радиолярии. Зона тонких глинистых илов отделялась от полосы развития устричников алеврито-глинистыми осадками. Образуют слои значительной мощности.

2. Тонкие кремнистые глины и глинистые опоки с радиоляриями — кремовые, розоватые, палевые, реже светло-серые; по трещинам — желтые налеты ярозита. Кроме редких тонкораковинных мелких пелеципод, в них встречены довольно крупные *Isocardia* и гастроподы *Turritella.* Присутствуют остатки радиолярий в виде округлых опаловых тел. Очень редки фораминиферы. В разрезах Южной Ферганы слагают толщи до нескольких десятков метров.

3. Тонкие глинистые мергели с остатками рыб — желтовато-серые, светлые. Содержат единичные отпечатки неопределимых моллюсков, чешуйки и кости рыб, остатки песчанистых фораминифер. Эти мергели являются наиболее глубоководными среди отложений Ферганского палеогенового залива.

Время отложения преимущественно глинистых, глинисто-мергельных и кремнисто-глинистых осадков соответствует большому углублению соответствующей части Ферганского залива.

Мелководные фации неокомского копетдагского шельфа были распространены, вероятно, на глубинах от 30 до 100 м (см. гл. 28 [8]), соответствующих нижней половине современной сублиторальной зоны. Последняя более или менее соответствует современной зоне распространения каменистых водорослей — иуллипор (27—90 м). Красные водоросли (*Rhodophyceae*) обычно встречаются во всех водоемах на глубинах до 100, реже до 120 м. В соответствии с этим за нижнюю границу развития мелководных фаций принята нижняя граница обычного развития водорослей. Эта граница близка к верхней линии илов, которая в современных бассейнах открытого типа, подобных неокомскому, также располагается на глубинах порядка 100 м.

Особенностями мелководных фаций неокомского шельфа являются:

1. Наибольшее разнообразие фаций на площади и по разрезу.

2. Многочисленность и наибольшее разнообразие органического мира, представленного почти всеми группами. Преобладают брахиоподы. Многочисленны крупные пелециподы и гастроподы, мшанки и водоросли. Встречаются крупные морские ежи, редкие кораллы.

3. Наибольшее разнообразие осадков при сочетании обломочных и органогенных пород с хемогенными.

4. Большая подвижность вод. В связи с этим почти все мелководные осад-

ки находятся в зоне взмучивания и в них наблюдаются знаки волновой ряби и горизонтально-волнистая слоистость. Исключение — застойные фации, приуроченные к понижениям дна в мелководной зоне.

5. В осадках обычно нет глинистого материала.

6. Часто встречающийся, преимущественно крупный раковинный детрит, обычно в разной степени окатанный.

7. Постоянное перемешивание воды создает в придонных водах окислительную обстановку. Минералами-индикаторами условий осадконакопления являются соединения окисного железа, а отношение Fe_2O_3/FeO больше 1 (до 2, 3)

8. В верхах этой зоны в некоторых случаях еще происходит оолитообразование, однако кластогенные частицы в центрах оолитов здесь отсутствуют; их заменяют мельчайшие обломки известняков или скелетных частей организмов.

Среди мелководных фаций различаются две больших группы: с накоплением в осадках терригенного материала и с развитием карбонатных осадков.

В группе фаций с накоплением терригенного материала выделены фации: мелко-тонкозернистых кластогенных песков с глауконитом, алевритовых тонкозернистых кластогенных песков, известковых илов с алевритисто-тонкопесчаным кластогенным материалом и мелким органогенным детритом, кластогенных алевритовых осадков без фауны, алевритовых известковых илов с мелководной фауной, застойных участков с накоплением глинистых илов. В отложениях, содержащих алевритовый или песчаный материал, наблюдаются знаки волновой ряби и мелкая горизонтально-волнистая слоистость. В них встречается разнообразная фауна (брахиоподы, пелециподы, мшанки, морские ежи, водоросли, единичные гигантские (60—80 см) аммониты.

К группе фаций с развитием карбонатных осадков отнесены фации: 1) карбонатного гравия, крупных и среднезернистых карбонатных песков с разнообразной фауной; 2) чистых или слабо глинистых известняковых илов с богатой и разнообразной фауной; 3) известковых илов с рудистами, брахиоподами, крупными водорослевыми онколитами и остатками орбитолин; 4) мелкокомковатых известковых илов с многочисленными мелкими фораминиферами и орбитолинами, пелециподами, иглокожими, редкими брахиоподами и водорослями; 5) широкого развития водорослей и мшанок (брахиоподы и пелециподы — редки); 6) устричных банок со скоплением *Exogyra* (представлены глинистыми известковистыми устричниковыми алевролитами или глинисто-алевритовыми устричниковыми известняками).

Л. Б. Рухин (1953 г.) выделил и охарактеризовал мелководные макрофации, возникающие на глубинах до 100 м в зоне взмучивания осадков. К ним приурочены большая часть пелеципод, гастропод, мшанок, донных фораминифер, все рифообразующие кораллы, известковые губки и большинство водорослей. Типы осадков разнообразны. Мелководность глинистых отложений подтверждает примесь песчаных частиц, иногда растительного детрита и спор наземных растений, связь с опресненными морскими или с континентальными отложениями. Органогенные мелководные фации представлены скоплениями раковин и рифами. Широко распространены оолитовые отложения (обычно не глубже 20 м) и обломочные известняковые пески и илы. Среди мелководных отложений химического происхождения возникают бокситовые, железистые, марганцовистые, фосфатные и кремнистые.

С. В. Максимовой (1963 г.) охарактеризованы мелководные карбонатные отложения древних полуизолированных бассейнов — Днепровско-Донецкого за-

лива Восточно-Европейского моря в среднекаменноугольную эпоху и водоема Кузнецкой впадины в раннекаменноугольную. В этих бассейнах в трансгрессивных сериях или частях ритмов осадки всех зон, в том числе мелководной и даже собственно прибрежной, представлены только известняками разных типов.

Фации средних зон шельфа

Эти отложения выделены и детально изучены В. И. Марченко. К ним отнесены фации неокома Копет-Дага, распространение которых, по аналогии с современными морскими бассейнами, видимо, наблюдалось в средней части шельфа с вероятными глубинами от 100 до 150 м. По своим особенностям эти фации переходные от мелководных к умеренно-глубоководным. Для них характерно следующее.

1. Относительное разнообразие фаций и осадков при обычном отсутствии терригениого песчаного материала.

2. Более слабые по сравнению с мелководными фациями движения придонных вод. В осадках нередко наблюдается тонкая горизонтальная слойчатость.

3. Осадки представлены мелкими карбонатными песками, алевритовым терригенным материалом, известковыми илами и очень редко скоплениями мелкого органогенного неокатанного детрита. В них нередко встречается глауконит [6], а отношение в породах Fe_2O_3/FeO колеблется от 0,3 до 1.

4. В средних зонах копетдагского неокомского шельфа еще встречаются представители почти всех групп организмов (за исключением кораллов), однако видовой состав фауны значительно обеднен по сравнению с мелководной зоной.

5. Отложения этих фаций обычно являются членами отчетливых циклов, в которых они залегают на мелководных образованиях и перекрываются более глубоководными.

6. Рассматриваемые фации сменяются в сторону берега мелководными, вглубь бассейна — умеренно глубоководными. Среди них можно различать две подзоны — верхнюю и нижнюю.

Особенности верхней подзоны: а) широкое распространение в осадках терригенного алевритового материала и мелкозернистого карбонатного; развитие зачаточных оолитов; б) иногда встречаются знаки ряби и признаки подводных размывов, глинистый материал в осадках практически отсутствует; отношение Fe_2O_3/FeO обычно 0,5—1; в) для состава фауны здесь характерны многочисленные пелециподы, крупные фораминиферы и редкие брахиоподы.

Особенности нижней подзоны: а) преобладание в осадках тонкозернистого карбонатного материала и известковых илов; б) более слабая подвижность вод; в связи с этим в осадках отсутствуют крупноалевритовые терригенные частицы, нет подводных размывов, нередко наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, а отношение Fe_2O_3/FeO составляет 0,3—0,6; в) значительное уменьшение разнообразия фауны.

По ряду особенностей некоторые фации нижней подзоны близки к фациям нижней части шельфа (умеренно-глубоководным).

Фации умеренно-глубоководные

Л. Б. Рухин (см. гл. 28 [8]) выделил и охарактеризовал умеренно-глубоководные макрофации и отнес их распространение к глубинам ниже 70—100 и до 500 м. По его данным, на этих глубинах органический мир значительно беднее, чем на мелководье. Встречаются кремневые губки, мшанки, морские ежи, оди-

ночные кораллы, некоторые семейства пелеципод и гастропод, раковины планктонных и активно плавающих организмов (фораминифер, радиолярий, птеропод, диатомей, головоногих моллюсков). В рассматриваемой области распространены известковые и глинистые отложения. В верхней ее части еще встречаются алевриты, а в зоне донных течений — пески. Органогенные осадки редки и возникают главным образом за счет скоплений остатков планктонных организмов. Встречаются коллоидно-химические образования (пластовые фосфориты, кремнистые и карбонатные породы). В глинах ничтожна примесь песчаных частиц. Для них не характерно образование в восстановительной среде. Застойные воды могут возникать только в подводных котловинах. Слойчатость, как правило, тонкая, горизонтальная; она не уничтожается впоследствии взмучиванием и илоедами, как это происходит в мелкоморье.

Область развития древних умеренно-глубоководных фаций детально изучена В. И. Марченко в неокоме Копет-Дага. Ее можно называть эпибатиальной зоной, считая ориентировочно, что она ограничивается глубинами от 150 до 500 м и охватывает всю зону, переходную от шельфа к континентальному склону (нижняя часть шельфа, перегиб шельфа, самые верхи континентального склона).

Особенности умеренно-глубоководных фаций неокома Копет-Дага.

1. Фауна резко обеднена, немногочисленна по количеству экземпляров и встречается редко. Наиболее характерно присутствие аммонитов, теребратулид (иногда многочисленных) и очень мелких фораминифер (0,1—0,2 мм). Встречаются редкие остатки мелких пелеципод, морских ежей и детрит мшанок с тонким скелетом. В отличие от средних зон шельфа в различных фациях рассматриваемой зоны совместно встречается не больше двух различных групп организмов.

2. Характерно накопление преимущественно известковых илов (светло-серые и серые пелитоморфные известняки), часто с тонкой горизонтальной слойчатостью или микрослойчатостью.

3. В отложениях рассматриваемых фаций иногда наблюдается неотчетливая цикличность.

4. Отношение Fe_2O_3/FeO всегда меньше единицы, чаще 0,2—0,5.

5. Наблюдается постоянство разреза на большой площади. Некоторые фации прослежены на сотни километров (до 500).

В. Л. Либрович и В. Б. Сапожников (1972 г.) выделили в апте Западного Копет-Дага группу фаций глубокой части шельфа и склонов глубоководных впадин. Отложения этой зоны главным образом алеврито-глинистые, преимущественно с горизонтальной слоистостью, часто неотчетливой. Слои не превышают нескольких сантиметров. Отложения лишены следов волновой деятельности, галечных горизонтов, ракушняков. Фауна однообразна — аммониты и пелециподы, но их скопления редки. Имеются прослойки мелкого детрита раковин аллохтонного характера.

К фациям глубоководного шельфа — до 500 м глубины — некоторые исследователи относят и белый писчий мел (Hancock, 1975).

Фации зоны перегиба шельфа

В. И. Марченко в неокоме Западного Копет-Дага выделяет фации зоны перегиба шельфа по появлению на границе между фациями нижней части шельфа и батиальными (и те и другие обычно характеризуются илистыми осадками).

Они представлены: а) зеленоватыми, грубо- или мелкодетритовыми, тонкопесчанистыми или алевритистыми известняками; б) мелкоолитовыми известняками с оолитами различных типов, перенесенных сюда течениями и с мелкообломочным карбонатным материалом; в) зеленоватыми известковистыми тонкопесчанистыми, иногда кварцевыми, алевролитами; г) зеленоватыми известковистыми алевритовыми тонкозернистыми песчаниками. В породах обычно присутствуют глауконит и встречается очень пологая и мелкая косая слойчатость. Отношение Fe_2O_3/FeO равно 0,5—0,7. Фауна представлена морскими ежами, мшанками, редкими аммонитами и пелециподами.

Эти отложения сменяют на площади и в разрезе образования нижней части шельфа, представленные обычно чистыми пелитоморфными известняками, и в свою очередь сменяются батиальными осадками.

Образование рассматриваемой зоны приурочено ко второй половине раннебарремского времени и к границе между ранннм и поздним барремом, т. е. именно к тому интервалу времени, когда в постепенно углублявшемся Копетдагском бассейне образовались глубины, соответствующие самым низам шельфа. В позднебарремское время продолжающиеся опускания дна бассейна привели к образованию батиальных фаций и отложений.

В 1973 г. Р. Э. Эйнасто и X. Э. Нестор выделили в силуре Балтийского эпиконтинентального бассейна в самых верхах континентального склона фациальную зону с приуроченными к ней перерывами в осадконакоплении. По мнению авторов, эта фациальная зона соответствует верхней части континентального склона, непосредственно связанной с шельфовым перегибом.

Дж. Л. Уилсон выделил два фациальных пояса глубоководных фаций шельфа.

1. «Фации шельфа (глубоководная ундатема») образуются на глубинах от десятков до сотен метров. Это типичная неритовая карбонатная и глинистая седиментация. Современная модель такого типа неизвестна. Преобладают богатые фаунистическими остатками известняки с прослоями мергелей. Слои выделяются четко. Изредка встречаются прослои отмытых органогенно-обломочных пород с небогатой примесью основной массы. Много ходов роющих организмов. В микритовой массе много сгустков. На плоскостях наслоения обычны следы перерывов и концентрации перемытых остатков фауны. Терригенный материал — обычно кварцевый алеврит; алевролиты и глины, переслаивающиеся с известняками; контакты слоев четкие. Присутствует разнообразная фауна. Иногда она немногочисленна, но всегда включает стеногалинные формы — брахиоподы, кораллы, цефалоподы и иглокожие.

2. «Фации окраины бассейна, или глубоководные фации шельфа (клинотема)» образуются на самом краю карбонатообразующего шельфа за счет пелагических организмов и тонкого детрита, принесенного с соседних мелководных участков. Глубины могут достигать 200—300 м. Отложения находятся вблизи уровня окисления. Тонкие слои известняков с четкими контактами содержат мелкие пропластки глинистого или алевритового материала. Породы могут напоминать отложения глубоких бассейнов, но менее глинисты и слои несколько более мощны: пачки тонкослоистых известняков достигают сотен метров. Преобладают пелитоморфные известняки, темные до светлых, с примесью халькоалевролитов, включающие прослои микробрекчий и более грубых био- и литокластовых известняков. Слоистость — тонкая ритмичная флишеподобная, крупная и грубая в массивных пелитоморфных известняках. Некоторые плас-

ты — щебёнистые потоки био- и литокластов, сносимые с верхних частей подводного склона. Ближе к шельфу встречаются отложения мутных потоков; экзотические глыбы и потоки обломочного материала более часты. Терригенный материал присутствует редко, за исключением глинистых линзовидных прослоев; характерны кремни. Комплекс фауны может представлять смесь более древних форм, обитавших на шельфе, бентонных организмов, живущих на подводном склоне, и некоторого количества пелагических форм.

Судя по приведенному описанию, этот фациальный пояс включает лишь отчасти фации низов шельфа, а в основном это батиальные фации, распространенные значительно ниже глубины 200—300 м (см. ч. V, гл. 32).

Фации донных течений

Среди фаций, образованных донными течениями, выделяются фации: открытого шельфа, зоны волнений и постоянных морских и океанических течений, а также каменистого дна и склоновых (контурных) течений.

Фации открытого шельфа обычно представлены осадками песчаной и алевритовой размерности, преимущественно терригенными, реже карбонатными (обломочными, органогенными, оолитовыми). В качестве примера ниже приводятся фации донных течений на древнем шельфе неокома Копет-Дага.

В пределах копетдагского неокомского шельфа фации открытого шельфа характеризуются: 1) постоянным развитием в осадках однонаправленной косой слойчатости типа течений; 2) совместным накоплением различных типов оолитов, либо хорошо окатанного и отсортированного карбонатного обломочного или органогенного материала; 3) отсутствием в осадках глинистого материала; 4) приуроченностью к отдельным слоям скоплений раковин брахиопод и остатков мшанок, реже немногочисленных пелеципод и крупных фораминифер; 5) распространением в различных зонах шельфа на различных глубинах; 6) сменой на площади и в разрезе мелководными фациями, либо отложениями средних зон шельфа, реже умеренно глубоководными; 7) закономерным уменьшением в породах (по мере увеличения глубин осадкообразования) величины отношения Fe_2O_3/FeO от 20 до 0,5—0.

Выявлены следующие фации, относящиеся к различным зонам и глубинам копетдагского шельфа.

1. Фации гравийно-крупнозернистых терригенных песков, соответствующие очень мелководным участкам с развитием сильных течений, представлены гравелитистыми, крупнозернистыми полимиктовыми известковистыми песчаниками с крупной однонаправленной косой слойчатостью, залегающими с отчетливым размывом на отложениях прибрежного типа. Величина Fe_2O_3/FeO составляет 5—20.

2. Фации преимущественного накопления карбонатных органогенных песков с незначительной примесью (2—3%) терригенных частиц алевритовой размерности, обычно являющихся центрами оолитов. Состоят из хорошо окатанных обломков мшанок, брахиопод, пелеципод, иглокожих. Отношение Fe_2O_3/FeO равно 1—3. Подобные органогенные пески протягиваются в Мексиканском заливе на сотни километров при ширине в 50—70 км на глубине от 25 до 60 м (Guld, Stewart, 1955).

3. Фации преимущественного накопления карбонатных обломочных песков (средне- и крупнообломочные известняки). Отношение Fe_2O_3/FeO соответствует 2—3.

4. Фации оолитовых песков (крупно- среднеоолитовые известняки) с незначительной примесью терригенного материала. Отношение Fe_2O_3/FeO равно 2—5. Оолиты самых различных типов: это продукты механического переноса, видимо, переотложенные в нижней половине сублиторали. В Мексиканском заливе подобные оолитовые пески распространены на глубине 70—90 м и протягиваются более чем на 300 км при ширине полосы в 10—30 км. В Каспии скопления оолитов наблюдаются до глубины 45—50 м (Л. Б. Рухин, 1953 г.).

5. Фации накопления смешанных органогенно-обломочно-оолитовых песков, обычно с преобладанием одного из этих компонентов, содержат детрит мшанок, брахиопод, пелеципод, иглокожих и редкие водорослевые онколиты. Отношение Fe_2O_3/FeO составляет 1—2.

Судя по переходу рассмотренных выше фаций (2—5) на площади в мелководные или в образования средних зон шельфа, они, по-видимому, были развиты на различных глубинах сублиторали (от 30 до 60—100 м).

6. Фации брахиоподово-мшанковых и орбитолиновых ракушняков. В составе первых присутствуют также раковины пелеципод (Exogyra). Величина соотношения Fe_2O_3/FeO от 1,25 до 1,50. Отвечающие этим фациям слои ракушняковых известняков (0,1— 0,4 м) отделены отчетливыми контактами от подстилающих и перекрывающих их разнообразных пород (от известковистых песчаников и песчаных оолитовых известняков до пелитоморфных), что свидетельствует об их образовании под воздействием течений в различных зонах шельфа.

7. Фации среднеоолитовых песков с пологой косой слойчатостью без терригенной примеси с детритом брахиопод, иглокожих, многочисленными остатками мшанок и крупных мшанково-водорослевых желваков (до 16 мм). Оолиты двух типов: без видимых центров кристаллизации и с центрами из комочков пелитоморфного кальцита. Отношение Fe_2O_3/FeO равно 1. На площади эти фации сменяются фациями, переходными от мелководных к умеренно-глубоководным. Они относятся скорее всего к средним зонам шельфа.

8. Реже встречаются фации мелкоолитовых песков с очень пологой, иногда слабо выраженной косой слойчатостью, со слегка ожелезненными оолитами самых различных типов, размерами 0,12—0,25 мм и небольшим количеством мелкого детрита и обломков известняков. Они представлены мелкооолитовыми известняками, залегающими на среднеоолитовых и переходящими по вертикали в пелитоморфные или глинистые известняки умеренно глубоководных фаций. Отношение Fe_2O_3/FeO равно 0,5—0,7. Местами мелкооолитовые известняки залегают среди пелитоморфных. Эти фации, видимо, были распространены в самых низах шельфа, вероятно, на его перегибе, куда временами сносились течениями хорошо отсортированные мелкие оолиты и мелкий обломочный материал. Отмечено также распространение оолитов на внешней части шельфа Джорджия (США) на глубине 150 м (Pilkey a. o., 1966).

Оолиты, образовавшиеся на отмелях с крутыми склонами, могут быть перемещены даже в сопредельную глубоководную обстановку. Так, близ Большой Багамской банки на глубине несколько меньше 1800 м выявлен слой хорошо отсортированных оолитов мощностью 18 см с незначительной примесью пелагического ила (Andrews, 1970).

В. Л. Либровичем и В. Б. Сапожниковым (1972 г.) в альбе Западного Копет-Дага выделены фации зон течений по периферии отмелей и мелководья у островов. Они представлены глауконитовыми грубозернистыми песчаниками

(до 10% глауконита), с гравием фосфоритов, костными и растительными остатками, зубами рыб. Характерны повышенная скорость осадконакопления и косая однонаправленная слойчатость при значительной мощности косых серий.

Фации зоны волнений и постоянных морских и океанических течений. Л. Н. Ботвинкиной (см. гл. 29 [1]) различаются образования зоны волнений с глубинами до 200 м и зоны постоянных морских течений (отложения течений в прибрежной зоне и донных течений открытого моря). Отложения зоны волнений чаще всего песчаные, реже более крупнозернистые (гравийные и галечные). Для зоны мелководья весьма типичны глинисто-алевритовые прослои, в особенности для донных осадков, продолжающих ваттовые накопления.

Отложения морских течений в прибрежной зоне обычно представлены хорошо сортированными песками и крупнозернистым алевритом, реже гравием и галькой, но могут быть сложены и оолитами, раковинным детритом, копрогенным и другим материалом. Для них характерна мелкая и крупная косая слойчатость, однонаправленная или разнонаправленная.

Отложения донных течений открытого моря распространены на самых различных участках морского и океанического дна. На дне океанов и морей на глубинах до нескольких километров многократно отмечалась асимметричная рябь течений. Ряби (а следовательно, и косая слойчатость) наблюдаются не только на терригенных песках. На больших глубинах они образуются в фораминиферовых песках, в глобигериновых и других отложениях (Л. А. Зенкевич, 1970 г.). На поверхности рябей видны следы передвижения и ползания различных донных животных. Для поверхности наслоения в зоне глубоководных отложений характерны промоины около отдельных валунов, галек и обломков. Для области донных течений характерны размывы и выходы коренных пород.

Фации каменистого дна. В областях развития сильных донных течений распространены фации каменистого дна. Они распространены на самых различных глубинах — там, где осадки вообще не отлагаются, а ранее отложенные — размываются. В ископаемом состоянии они описаны в отложениях различного геологического возраста.

В меловых отложениях Кызылкумов обнаружено каменное морское дно, образовавшееся в зоне прибоя, с норками сверлящих организмов и волноприбойными знаками.

Среди отложений различного возраста под названием «гладкого каменного дна» описаны поверхности размыва литоральной области (Р. Ф. Геккер, 1960).

Г. Ф. Крашенинниковым (см. гл. 27 [1]) описаны отложения каменистого дна в ордовике Эстонии и Ленинградской области, среди девонских образований Главного девонского поля и в среднекаменноугольных отложениях окрестностей Москвы. Для них характерны бугристые поверхности с многочисленными следами отверстий, образованных роющими организмами и сверлящими моллюсками — камнеточцами.

При глубоководном бурении в океанах установлено развитие сильных донных течений на очень больших глубинах. Так, в абиссальных равнинах Северо-Американской котловины обнаружены слои с макро- и микрослойчатостью, с многочисленными ходами роющих животных и следами работы донных течений (см. гл. 33 [4]). Следы роющих организмов обнаружены на глубинах 3 000—5 786 м.

Фации склоновых (контурных) течений (по И. О. Мурдмаа). Глубоковод-

ные склоновые придонные течения развиты на континентальных склонах и на их подножиях, а также на склонах глубоководных желобов и подводных поднятий. Глубоководные отложения этих течений, называемые контуритами, местами образуют на континентальных подножиях аккумулятивные тела (валы, гряды) мощностью до 2 тыс. м, сложенные преимущественно алеврито-глинистыми терригенными илами (атлантический склон Северной Америки).

§ 2. ФАЦИИ БИОГЕННЫХ ПОСТРОЕК (РИФОГЕННЫЕ)

По Д. В. Наливкину (см. гл. 27 [4]), рифовая область — это одна из важнейших нимий океана, область образования значительной части современных известняков. Рифы обычно представлены скалами, расположенными на некотором расстоянии от берега и почти не подымающимися над уровнем моря. Их размеры и форма разнообразны. Большой Барьерный риф Австралии — известняковый массив длиной около 2000 км, шириной 200 км и мощностью не менее 400 м. На атолле Бикини мощность известняков достигает 780 м. Встречаются и рифы совсем небольших размеров, например на склонах Кракатау — это небольшие массивы от нескольких метров до нескольких десятков метров. Массивные рифообразующие кораллы и известковые водоросли указывают на образование в зоне прибоя. Мшанковые рифы в большинстве случаев не связаны с зоной прибоя. Величина зерен и обломков, составляющих известняки, не свидетельствует об образовании в зоне прибоя. Только конгломераты с хорошо окатанной крупной галькой указывают на эту зону. Д. В. Наливкиным подробно описаны четыре типа рифов (береговые, барьерные, атоллы и поднятые рифы), характерные особенности рифовых известняков и приведены многочисленные примеры ископаемых рифов. Известны также площадные рифы, занимающие обширные плоские пространства в мелком море, например в морях Малайского архипелага.

Определения различных видов биогенных построек приведены выше (см. ч. IV, § 5).

Признаки рифовых образований: а) обычное отсутствие седиментационной слоистости, массивность; б) нередко присутствие рифовой слоистости пород, вызванной нарастанием тел организмов; в) текстурная и структурная неоднородность; г) присутствие обломочных пород, преимущественно карбонатного состава (брекчий, песчаников и др.) и хемогенных (оолитовых, микрозернистых и др.); д) неравномерное распределение органических остатков; е) чистота химического состава пород; малое, часто ничтожное содержание нерастворимого остатка; ж) первичная кавернозность и пористость пород; з) характерные границы с вмещающими породами (в клин, впритык, постепенные). К вторичным признакам относятся наличие инкрустационных образований и присутствие наряду с известняками доломитизированных известняков и доломитов замещения, обусловливающих нередко высокую вторичную пористость пород.

Комплекс фаций, генетически и пространственно связанный с ископаемыми биогенными рифовыми массивами, называется рифовым комплексом фаций. Для него характерны в различных сочетаниях (см. гл. 27 [1]; гл. 29 [11, с. 8—10]).

1. Фации собственно рифа (остов рифа, рифовый гребень) сложены биогермными образованиями и сопутствующими им биоценозами. В зоне рифа накапливаются продукты разрушения рифостроящих организмов в виде остроугольных обломков, галечника, песка, заполняющих пустоты в теле рифа.

2. Фации внешнего склона рифа — обломочные накопления (от глыб до песка), образующиеся за счет разрушения волнами и течениями остова рифа и населяющих его сообществ организмов.

3. Фации мелководной внутренней рифовой лагуны часто возникают между берегом и рифом. Представлены карбонатными, а иногда и терригенными (карбонатно-глинистыми) осадками. Карбонатные осадки нередко представлены слоистыми доломитами, чередованием пелитоморфных известняков, алевролитов, мергелей, с редкими колониями и одиночными кораллами.

4. Фации карбонатные, преимущественно тонкозернистые отложения нижней части внешнего склона рифа (рифового шлейфа), относительно глубоководные.

Г. Ф. Крашенинников отмечает, что к коралловым рифам примыкает глубоководная область, где осаждается тонкий известковистый ил, образующийся при размыве рифа. Органические остатки в нем представлены глубоководными или планктонными формами. Такие илы внешней части рифовых построек могут доходить до абиссальной области и постепенно сливаться с собственно пелагическими илами.

Кроме приведенного рифогенного фациального комплекса, известны случаи, когда вторичные изменения превращают рифовые тела в зернистые доломиты, иногда с гнездами гипса или ангидрита без реликтов биогенной структуры.

В мальмских рифогенных сооружениях СССР выделены следующие генетические типы рифов (Г. В. Краснов, 1968 г.): береговые (одиночные и цепочечные), барьерные, атолловидные, островные одиночные, рифогенные образования типа «коралловых лугов». Последние тесно связаны с отмиранием типичных рифов и миграцией рифовых фаун. При этом массивные полусферические, грибовидные и другой формы колонии и одиночные полипняки, не развиваясь в высоту, образовывали сплошные покровы дна.

По Г. Ф. Крашенинникову (1975 г.), рифогенные комплексы парагенетически могут быть связаны с соленосными формациями, вулканогенно-осадочными (в эвгеосинклинальных областях), морскими карбонатными и морскими карбонатно-глинистыми, которые часто называют «депрессионными отложениями». Названные отложения однозначно свидетельствуют об их образовании в батиальных условиях (пелитоморфная структура, тонкая слоистость, примесь тонкорассеянного органического вещества битуминозного ряда, зубов рыб и др.). Сходные депрессионные отложения известны в юго-восточной части Русской платформы в Канско-Кинельской зоне прогибов.

Ископаемые биогенные рифы образовались в мелководной зоне тропических и субтропических морей, в том числе и в аридных зонах (берега Красного моря). Они широко распространены в палеозое и мезозое СССР. В современную эпоху небольшие биогермы колониальных кораллов известны даже в северных морях, например на дне Норвежского моря. Некоторые ископаемые рифы (миоценовые мшанковые рифы Керченского полуострова) образовались в морях с пониженной соленостью.

Представления о рифогенных отложениях, их классификации и методике изучения изложены рядом исследователей. Наименование «рифогенный» указывает на генетическое родство пород с органогенными постройками, но ничего не говорит об их типе. Исследование рифогенных фаций тормозится слабой изученностью водорослей.

Предлагается следующая классификация ископаемых органогенных построек (И. К. Королюк, М. В. Михайлова).

1. Простые органогенные постройки (биогермы, биостромы).

2. Сложные органогенные постройки, в которые входят: а) биогермные массивы — тела, образованные пространственно обособленной суммой биогермов, биостромов и подчиненных им соответствующих пород; б) биостромные массивы, сложенные почти исключительно налегающими друг на друга биостромами; в) рифовые массивы — наиболее сложные обособленные карбонатные тела, состоящие не только из собственно биогермных частей и заключенных в них сопутствующих отложений, но и включающие совокупность характерных рифовых фаций (отложения лагуны, рифового шлейфа, гребня и плато).

Ф. Шепард (1976 г.) различает следующие типы рифов: 1) окаймляющие, 2) барьерные, 3) атоллы, 4) кольцевые (на банках в отмелях), 5) столовые — коралловые банки, 6) островерхие (внутри лагун — коралловые бугры).

В ископаемом состоянии атоллы мало известны. В настоящее время известно более 330 современных атоллов, большинство которых расположено в Тихом и Индийском океанах. Основу атоллов представляют кораллово-водорослевые постройки — биогермы, которые под воздействием прибоя и приливно-отливных течений разрушаются. Материал, образующийся при этом, идет на постройку атоллов — аккумулятивной надводной, частью подводной формы.

В пределах атоллов можно различать [5] фации кораллово-водорослевых биогермов основания, фации пляжей атоллов, сложенных на океанской стороне грубым обломочным материалом — глыбами коралловых известняков, щебнем, галькой, гравием и песком из продуктов разрушения кораллов, багряных водорослей, бентосных фораминифер и зеленых водорослей халимед; со стороны лагуны — главным образом коралловым, фораминиферовым и водорослевым песком (халимеды). Грубый материал образует один или несколько валов (штормовые валы) пред фронтом атоллов. Все эти отложения часто сцементированы карбонатом кальция и образуют так называемые бич-роки (более тонкие сцементированные пляжные пески) и риф-роки (более грубые сцементированные рифовые породы).

Типичный разрез атолла — атолл Фунафути [5] следующий (от океана к лагуне): 1) рифовая отмель с растущими кораллами и водорослями, глубиной 150 м; 2) зона нагромождения крупных обломков диаметром до 50 см и высотой 3—4 м (штормовой вал); 3) ров шириной до 50 м — продольная лагуна перед телом атолла; 4) пляж песчано-гравийно-галечниковый с бич-роком; 5) тело атолла шириной 100—120 м, сложенное бич-роком и риф-роком; 6) песчаный пляж со стороны лагуны; 7) бенч, выработанный в коралловом известняке, шириной 20—30 м; 8) подводный береговой склон лагуны, покрытый песком с фораминиферами и карбонатным илом.

Особенности геосинклинальных и платформенных биогенных построек рассмотрены А. Н. Равикович, И. К. Королюк и Е. В. Красновым (1975 г.).

Одним из основных методов исследования ископаемых органогенных построек является их детальное литолого-палеоэкологическое изучение и картирование. Особое внимание следует обращать на изучение водорослевых образований, формы тел, контактов с вмещающими породами и других специфических особенностей рифогенного комплекса.

И. Т. Журавлевой и Е. И. Мягковой [2] намечено шесть последовательных стадий образования современных и древних (средний палеозой — кайнозой) органогенных построек: образование начальной постройки, холма, рифонда, неполно развитого рифа, зрелого рифа и разобщенного (дряхлого) рифа.

Детальному описанию биогенных построек и связанных с ними образований посвящена книга Дж. Л. Уилсона (1980 г.). В ней охарактеризованы рифовые комплексы и относящиеся к ним сотни конкретных фаций, а также тектонические условия образования карбонатных построек.

Рифы широко распространены в ископаемом состоянии и с ними связаны важные полезные ископаемые. Самые древние биогенные образования известны среди ятулийских пород среднего протерозоя в Карелии (Б. С. Соколов, 1963, 1970 гг.). В породах кембрийского возраста Сибирской платформы описаны биогермы, сложенные археоциатами, водорослями. Многие месторождения нефти в нашей стране и за границей приурочены к рифогенным массивам органического происхождения. Крупнейшим карбонатным резервуаром нефти в Северной Америке является риф Хорешо в Западном Техасе.

§ 3. ФАЦИИ ГЛУБОКОВОДНЫЕ (ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ)

В литературе под глубоководными отложениями понимаются все осадки, образующиеся ниже перегиба шельфа (Kuenen, 1950). Обычно среди глубоководных отложений выделяют следующие.

1. Отложения континентального (материкового) склона современных океанов и глубоководных морей, связанные с глубинами от 180 м до нескольких километров. В Черном море основание континентального склона находится на глубине около 2 км, в Средиземном — на глубинах 2—3 км; в океанах оно иногда опускается до многих тысяч метров (Менард, 1966 г.).

2. Отложения глубоководного ложа современных котловинных морей (Черного, Средиземного и др., Мексиканского залива), образующиеся на глубинах 2—3 км, иногда больше.

3. Батиальные отложения, по Д. В. Наливкину (1956 г.), соответствуют континентальному склону и связаны с глубинами от 200—400 м до 2—3 км. В американской литературе к батиальным отнесены отложения, образующиеся на глубинах от 200 м до 2 км (Кросби, 1974 г.). Принимаемая различными исследователями нижняя граница батиальных отложений часто не совпадает с фактической нижней границей континентального склона. Многие авторы не относят их (частично или полностью) к глубоководным образованиям.

4. Гемипелагические отложения. В иностранной литературе к ним относят образования средних океанских глубин, а также дна котловинных морей.

5. Пелагические (абиссальные) или собственно глубоководные отложения образуются на глубинах свыше 3—4 км, по другим авторам (Dietze and Holden, 1966) глубже 4—5 км. Морфологически им соответствует ложе океана или дно котловинных морей. На глубинах более 6 км выделяются ультраабиссальные отложения (О. К. Леонтьев, 1963 г. и др.).

Каждая из упомянутых выше больших групп глубоководных отложений характеризуется, помимо различий в глубинах образования, также различиями в возможностях и особенностях развития организмов, изменением типов осадков и различным распространением в отложениях геологического прошлого.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ганешин Г. С.* Всесоюзное совещание по географии и геоморфологии шельфа. — Сов. геология, 1976, № 9, с. 156—157.

2. *Журавлева И. Т., Мягкова Е. И.* О классификации современных и ископаемых органогенных построек. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, № 431, 1979, с. 117—128.

3. *Ископаемые* органогенные постройки, рифы, методика их изучения и нефтегазоносность. М., Наука, 1975. 186 с.

4. *Карбонатные* породы Сибири (Сб. науч. трудов). Новосибирск, СНИИГГИМС, 1974. 190 с.

5. *Логвиненко Н. В.* Бич-рок некоторых островов Тихого океана. — В кн.: Литол. и палеогеогр., вып. 2. Изд-во ЛГУ, 1976, с. 133—142.

6. *Николаева И. В.* Глауконит как индикатор условий образования древних морских отложений (новый методологический подход). — В кн.: Морская геол., седиментол., осадочн. петрогр. и геол. океана. Л., 1980, с. 73—79.

7. *Савчинская О. В.* Об условиях образования писчего мела юга Русской платформы по палеоэкологическим данным. — Литол. и полезн. ископаемые, 1976, № 5, с. 109—117.

8. *Смирнов В. Г.* О тектоническом режиме и гидродинамике морских вод как факторах накопления осадков доманиковой фации на территории Татарии. — Докл. АН СССР, 211, № 2, 1973, с. 319—323.

Глава 32

К ДИАГНОСТИКЕ ДРЕВНИХ БАТИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Для современных осадков название «батиальные» может рассматриваться как синоним термина «отложения континентального склона», которым обычно и пользуются. Однако для древних глубоководных отложений очень часто нельзя установить однозначно — образовались ли они на аналогах современных континентальных склонов, или в глубоких депрессиях — прогибах или на поднятиях дна океанов, вошедших в пределы батиальной области. Их отложения имеют все признаки батиальных. В таких случаях для их обозначения лучше употреблять термин «батиальные отложения» (осадки), подразумевая под ними умеренно глубоководные образования, образующиеся в периферических частях океанов, в котловинных морях и древних глубоких впадинах, на глубинах от 200 м до 2—3 км (см. гл. 27 [1, 4]).

Т. Н. Мордвилко (1962 г.) отметила широкое развитие позднебарремской трансгрессии в Западной Европе, на Северном Кавказе и в бассейнах Копет-Дага, сопровождавшееся большим углублением соответствующих морей и образованием на территории Южного Дагестана темных глин с однотипной фауной *Pecten (Chlamys) robineaui Orb.* и др. Глубоководные отложения выявлены Т. Н. Мордвилко также в нижнем апте, в альбе Северного Кавказа и Дагестана: черные глины и аргиллиты, чередующиеся со светлыми мергелями, с комплексом фауны головоногих и глубоководных тонкостворчатых пелеципод (*Nucula, Barbatia, Pecten, Plicatula, Aucellina*). Ею отмечены (глубоководные, преимущественно мергелистые отложения в нижнем сеномане. Все перечисленные отложения относятся, по-видимому, к батиальным. Г. Ф. Крашенинников (см. гл. 27 [1]) относит к батиальным отложениям верхнедевонский доманиковый горизонт Русской платформы и писчий мел.

М. Е. Тукер (M. Tucker, 1973) подробно охарактеризовал отлагавшиеся на подводных поднятиях (геоантиклиналях, опущенных рифах, вулканических поднятиях) девонские цефалоподовые известняки (Гарц, ФРГ) с пелагической фауной, тонкой слоистостью и прослойками терригенного материала. От известняков других фаций они отличаются высоким содержанием железа и марганца и переходят в более глубоководные известняки и отложения турбидитов. По своим особенностям и глубине образования они скорее всего соответствуют осадкам верхов батиали.

Р. Э. Эйнасто и Х. Э. Нестор (1973) г.) выделили в силуре балтийского эпиконтинентального бассейна две фациальные зоны, вероятно, относящиеся к пологому материковому склону. Одна из них представлена мощными мергелями и глинами с однообразным комплексом бентоса; включает седиментационные перерывы. Другая — аргиллитами и глинистыми мергелями с граптолитами и пелагическими организмами.

И. Г. Михеевым (1974 г.) глубоководные отложения выявлены в верхней юре юго-западного Гиссара. Они представлены мелкоплитчатыми (3—30 см) и тонколистоватыми пелитоморфными глинистыми известняками. Лишь в известняках переходных типов встречаются немногочисленные брахиоподы, пелециподы и частые остатки аммонитов. Наиболее тонкозернистые (и обычно глинистые) разности практически лишены остатков фауны. Предельной глубиной их образований автор считает 500 м, однако они образовывались скорее всего на бо́льших глубинах и являются довольно типичными представителями батиальных отложений.

Диагностика древних глубоководных отложений представляет значительные затруднения и поэтому их выделение должно быть хорошо обоснованным. По Г. Ф. Крашенинникову, только очень тщательный комплексный фациальный анализ может обеспечить правильное установление ископаемых батиальных пород. Он отмечает, что есть основание считать древние батиальные отложения широко распространенными. Обычно выявляются вообще глубоководные отложения, либо «относительно глубоководные», без более дробного их подразделения с отнесением к различным батиметрическим зонам. Принято считать, что этому препятствует большое однообразие этих отложений и отсутствие в породах необходимых признаков. Однако отсутствие таких признаков, видимо, является во многих случаях лишь кажущимся и, вероятно, происходит из-за недостаточной разработанности соответствующих критериев. В связи с этим ниже приводятся фактические данные, полученные при детальном фациальном анализе глинисто-известковых отложений геосинклинальной области, позволившие отнести их к батиальным и гемипелагическим и наметить среди них образования различных батиметрических зон.

§ 1. ВАЖНЕЙШИЕ ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕГО БАРРЕМА КОПЕТ-ДАГА

1. Полное отсутствие признаков мелководности (фаунистических и литологических) и большое сходство с глубоководными отложениями современных морских бассейнов.

2. Обычное отсутствие или специфичность и большая редкость фауны, за исключением остатков активно плавающих организмов — аммонитов. В отложениях, соответствующих верхам батиальной зоны, изредка встречаются остатки раковин тонкостворчатых мелких пелеципод, очень мелких фораминифер и панцирей мелких морских ежей.

3. Отсутствие в осадках (за исключением самых верхов батиали) крупноалевритового кластического материала и небольшая примесь в редких слоях тонкоалевритовых кластогенных частиц.

4. Осадки обычно представлены тонкими глинисто-известковыми илами, характерными для континентальных склонов глубоководных морей. В частности, для Средиземного моря это отмечено Е. М. Емельяновым (1965 г.), для Япон-

ского моря — М. В. Кленовой и Д. Е. Гершановичем (1953 г.), для Мексиканского залива — О. К. Леонтьевым (1963 г.). По сводке Ф. Шепарда (F. Shepard, 1963), на 60% всей площади современных океанских континентальных склонов также распространены илы.

5. Условия осадконакопления были постоянными, поэтому слоистость в отложениях более глубоких частей глубоководной зоны отсутствует. Только в отложениях, очевидно связанных с верхними и отчасти средними частями этой зоны, наблюдается микрослойчатость, видимо, отражающая сезонные изменения условий осадконакопления.

Перемещение осадочного материала на дне бассейна происходило крайне редко — только при возникновении слабых донных течений, под воздействием которых иногда образовывались на большой площади очень тонкие (несколько миллиметров) прослои мелко- и тонкодетритовых (шламовых) осадков, представленных обломками морских ежей и лилий.

6. Мощности осадков уменьшились в 5—6 раз по сравнению с мелководными отложениями, а их выдержанность прослежена на сотни километров. Наиболее глубоководные отложения — флишеподобные глинистые плитчатые известняки — сохраняют совершенно одинаковую мощность (около 25 м) на расстоянии 500 км. Сравнительно небольшие мощности рассматриваемых отложений обусловливались замедленным накоплением глубоководных глинисто-известковых илов и отсутствием в это время значительных и быстрых поднятий прилегающей суши, определивших впоследствии, в апте и альбе, вынос в бассейн больших масс терригенного алеврито-глинистого материала, периодически заполнявшего глубоководные части позднебарремского бассейна (В. Л. Либрович, В. Б. Сапожников, 1972 г.).

7. На площади и по вертикали рассматриваемые отложения нигде не контактируют с мелководными. Наблюдается лишь постепенный переход от отложений раннего баррема, относимых к средним зонам шельфа, к образованиям низов шельфа, а затем последних к батиальным.

8. Цикличность, как правило, отсутствует, что также характерно для глубоководных образований (В. И. Марченко, 1962, 1967 гг.). Она иногда наблюдается только в отложениях, очевидно, относящихся к самым верхам батиали, образовавшихся на вероятных глубинах 200—500 м.

9. Величина окисного коэффициента (Fe_2O_3/FeO) в породах глубоководной зоны минимальна по сравнению с его величиной в породах более мелководных фаций — обычно 0—0,3 (В. И. Марченко, 1965 г.).

10. В некоторых шлифах из мергелей и глинистых флишеподобных известняков были встречены единичные округлые железистые шарики размером до 0,1 мм. Возможно, что это частицы космической пыли, выявляемые во многих глубоководных отложениях (T. Wieser, 1963). Имеется также сводка по космической пыли, собранной на дне океанов (C. Makoto, 1971).

11. Рассматриваемые отложения являются конечным членом целого ряда более мелководных образований и приурочены к концу крупного трансгрессивного макроцикла, охватывающего поздний готерив и весь баррем. По всем признакам, они образовались на глубинах, заведомо и намного превышающих глубины, характерные для тех отложений Копетдагского бассейна, для которых установлена их аналогия с отложениями нижней половины шельфа. Более того, в образованиях баррема Копет-Дага по ряду признаков можно предположительно выделить также отложения, которые могут соответствовать перегибу

шельфа. Рассматриваемые отложения образовались ниже этого перегиба шельфа.

12. Тектонический режим благоприятствовал образованию больших глубин, так как вся площадь бассейна находилась в геосинклинальной области длительных опусканий, располагавшейся вдоль южной окраины Туркмении и в сопредельной части Ирана, на месте современных копетдагских горных сооружений. В пределах Северного Ирана раннемеловая область опусканий прослеживается от Восточного Копет-Дага на многие сотни километров до советского Закавказья. Непосредственным доказательством существования глубоководных отложений в барреме Ирана может служить развитие глинистых сланцев с аммонитами, также относимых американскими геологами к батиальным отложениям.

13. Общая палеогеографическая обстановка того времени свидетельствует о том, что Копетдагский глубоководный позднебарремский бассейн продолжался далеко на северо-запад, соединяясь с одновозрастными морями Кавказской геосинклинали. Т. А. Мордвилко (1962 г.) отметила отчетливое региональное проявление общей позднебарремской трансгрессии и связанное с нею углублением соответствующих морей, не только на юго-востоке Кавказа и в Копет-Даге, но и в бассейнах Западной Европы.

14. Некоторые из приведенных выше фациальных особенностей позднебарремских отложений могут встретиться и среди более мелководных образований, однако весь выявленный **большой и разнообразный комплекс** признаков в целом не оставляет сомнений в глубоководности изученных отложений.

Типы глубоководных отложений

Глубоководные образования верхнего баррема Копет-Дага представлены следующими основными разновидностями пород.

1. Серые, иногда тонкослоистые (0,3—1,5 мм), алевритовые известняки с глауконитом, остатками аммонитов, редких мелких морских ежей и пелеципод (*Plicatula, Astarte*). Содержат 30—40% преимущественно кварцевых обломков размерами 0,02—0,1 мм. Окисный коэффициент (отношение Fe_2O_3/FeO) равен 0,14—0,55.

2. Серые, часто очень тонкослоистые (0,05—0,14 мм) глинисто-известковые существенно кварцевые тонкие алевролиты, состоящие из кластогенных, преобладающе кварцевых обломков размерами 0,01—0,05 мм. В них встречаются редкие зерна глауконита размерами 0,03—0,05 мм. Окисный коэффициент 0,2. Иногда залегают в основании трансгрессивных мезоритмов. Содержат редкие остатки аммонитов,

3. Тонкоалевритистые слабо глинистые или глинистые, листоватые или микросклоистые известняки, иногда с небольшим содержанием тонкого трудноопределимого детрита, преимущественно иглокожих. Известковая масса представлена пелитоморфным кальцитом. Тонкоалевритовый материал и тонкий детрит обычно приурочены к отдельным слойкам и образуют микрослойчатость с размерами слойков 0,02—0,09 мм. Окисный коэффициент равен 0,2—0,25. Встречаются редкие остатки аммонитов, мелких тонкостворчатых пелеципод и мелких фораминифер.

4. Серые и темносерые микрослоистые мергели. Микрослоистость обусловлена чередованием слойков по 0,01—0,06 мм, более темных, обогащенных гли-

нистым материалом, и более светлых, с преобладанием пелитоморфного кальцита. Редко встречаются слойки, содержащие обломочки кварца размерами 0,01—0,03 мм. В некоторых слоях встречается тонкий детрит (шлам) иглокожих и других организмов. Очень редки остатки аммонитов, мельчайших фораминифер и единичных миниатюрных пелеципод из родов *Astarte* и *Nuculana* размером 3—5 мм. Окисный коэффициент равен 0,2—0,3. Глинистые минералы представлены гидрослюдами.

5. Массивные мергели. По вертикали и на площади эти мергели, достигающие местами мощности свыше 50 м, сменяются или чередуются со слоями глинистых тонкоплитчатых известняков. В массивных мергелях встречаются лишь крайне редкие реликты мелких фораминифер и единичные остатки аммонитов, найденные только в Западном Копет-Даге, т. е. в районе близком к более мелкой части бассейна. Окисный коэффицент равен 0,1—0,2. Глинистые минералы представлены гидрослюдами.

6. Глинистые флишеподобные тонкоплитчатые известняки. Типичны для средних горизонтов верхнего баррема Копет-Дага. Их цвет серый, реже темносерый, иногда светловато-пепельно-серый. Характерна мелкая плитчатость, с размером плиток 5—10, реже до 15 см, и отсутствие остатков фауны. Сложены однородной пелитоморфной глинисто-известковой массой. Окисный коэффициент равен 0,1. Глинистые минералы представлены структурно несовершенными гидрослюдами с большим количеством гидратизированных слоев.

В трансгрессивных комплексах верхнего баррема Копет-Дага наблюдается такая смена по вертикали описанных пород (снизу вверх): глинисто-известковые тонкие алевролиты — тонкоалевритистые микрослоистые известняки — микрослоистые мергели — массивные мергели — флишеподобные глинистые известняки. В такой же последовательности эти породы располагаются на площади при переходе в сторону глубокого моря. Из этого следует, что в приведенном ряду каждая последующая порода соответствует все более глубоководным зонам бассейна.

Поскольку физико-географические условия седиментации в позднем мезозое не могли существенно отличаться от современной эпохи, произведено сравнение гранулометрических и некоторых других особенностей глубоководных отложений Копетдагского бассейна с осадками различных батиметрических зон некоторых современных морей, в частности Средиземного, представляющего собою остатки древнего Тетиса. Сравнение соответствующих данных показало большое сходство глубоководных отложений Копетдагского бассейна с осадками континентальных склонов рассмотренных морей. Эти данные также хорошо подтверждают выделение батиальных отложений Копет-Дага и их отнесение к различным батиметрическим зонам.

Выделение и критерии различных батиметрических зон

Анализ фациальных особенностей отложений верхнего баррема, учет их взаимного положения в трансгрессивных комплексах и распределения на площади, а также сравнение с осадками некоторых современных морей показали, что они относятся к трем различным глубоководным батиметрическим зонам — верхней, средней и нижней, причем отложения каждой из них характеризуются комплексами различных особенностей, приводимых в табл. 32-1.

Таблица 32-1

Особенности глубоководных отложений различных батиметрических зон позднебарремского Копетдагского бассейна

Батиметрические зоны			Характерные породы	Текстура	Окисный коэффициент (Fe_2O_3/FeO)	Характерные комплексы фауны
Верхняя		Батиальная зона (континентальный склон?)	Алевритовые известняки с глауконитом	Очень тонкая горизонтально-слоистая (0,3—1,5 мм)	0,14—0,5	Частые аммониты, редкие мелкие морские ежи, пелециподы (*Plicatula Astarte*). Детрит иглокожих и мшанок с тонким скелетом
Верхняя		Батиальная зона (континентальный склон?)	Серые глинисто-известковые тонкие алевролиты (иногда с редким глауконитом)	Массивная или листовая (0,05—0,14 мм)	0,2	Редкие аммониты
Верхняя		Батиальная зона (континентальный склон?)	Слабо глинистые тонкоалевритистые известняки	Листоватая	0,25	Редкие аммониты и мелкие тонкостворчатые пелециподы. Очень редко тонкий детрит
Верхняя		Батиальная зона (континентальный склон?)	Тонкоалевритистые глинистые известняки и (редко) мергели	Микрослоистая (0,02—0,09)	Не определялся	Редкие аммониты, мелкие фораминиферы и миниатюрные пелециподы (*Astarte*)
Средняя	верхняя подзона	Батиальная зона (континентальный склон?)	Микрослоистые мергели	Микрослоистая (0,01—0,06 мм)	0,2—0,3	Очень редкие аммониты, мельчайшие фораминиферы и миниатюрные пелециподы (*Astarte, Nuculana*)
Средняя	верхняя подзона	Батиальная зона (континентальный склон?)	Массивные мергели	Массивная	0,1—0,2	Единичные реликты очень мелких фораминифер. Единичные находки аммонитов
Нижняя	нижняя подзона	Глубоководное ложе	Массивные мергели (иногда с пиритом)	Массивная	0,1—0,2	Без остатков фауны
Нижняя	нижняя подзона	Глубоководное ложе	Тонкоплитчатые флишеподобные глинистые известняки	Массивная	0—0,1	Без остатков фауны

Для отложений верхней батиальной зоны характерно большое обеднение фауны по сравнению с отложениями низов шельфа. Палеонтологические остатки аналогичны составу фауны в верхах некоторых современных континентальных склонов (Л. А. Зенкевич, 1956 г). Это совпадает и с распределением современной фауны в Средиземном море, где по данным Е. М. Емельянова (1965 г.), бетонные организмы, строящие свой скелет из извести, обитают в основном на глубинах до 500 м.

Для отложений средней батиметрической зоны крайне редки остатки бентосной фауны, представленной только миниатюрными пелециподами (*Astarte*) размерами 3—4 мм и мельчайшими фораминиферами размерами 0,1—0,2 мм. В современную эпоху к юго-востоку от Камчатки мелкие пелециподы (*Acila mirabilis*) еще встречаются на глубинах 660—1040 м (В. П. Петелин, 1959 г.). В отложениях средней зоны отсутствует глауконит. Средняя зона носит также некоторые переходные черты от верхней к нижней зоне, которые можно наблюдать и в отложениях средней части континентального склона в Черном море.

По фаунистическим и другим особенностям в нижней батиметрической зоне можно наметить две подзоны: верхнюю, в отложениях которой еще встречаются реликты фораминифер, а также известны единичные находки аммонитов (только в Западном Копет-Даге), и нижнюю — без остатков фауны, с плитчатыми глинистыми флишеподобными известняками. Отложения нижней подзоны являются по всем признакам наиболее глубоководными, в основном, видимо, гемипелагическими.

§ 2. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Практика проведенных исследований показала, что для обоснованного выявления глубоководных отложений необходимо применение большого комплекса различных методов: детальнейшего изучения вещественного и петрографического состава пород, углубленного фациального и палеофаунистического анализа, палеогеографического и палеотектонического анализа и сравнения с современными осадками. Применение упомянутых методов позволяет расширить комплекс критериев глубоководности.

2. Комплексный анализ глубоководных отложений Копетдагского позднебарремского бассейна позволил отнести их к трем различным батиметрическим зонам: верхней, средней и нижней. При этом выявлены особенности осадков, позволяющие относить их к той или другой батиметрической зоне.

Верхняя зона: распространение глауконита и прослоев тонких алевролитов и тонкоалевритистых известняков; развитие тонкой горизонтальной слоистости; специфичность и резкое обеднение фауны по сравнению с низами шельфа; сравнительно частые остатки аммонитов; присутствие мезоритмичности; переход на площади и в разрезе к отложениям низов шельфа или средней зоны.

Средняя зона: развитие микрослоистых мергелей; единичные остатки специфической фауны (аммониты, миниатюрные пелециподы); переход на площади и в разрезе к отложениям либо верхней, либо нижней зоны; отсутствие мезоритмичности.

Нижняя зона: развитие мощных массивных мергелей и весьма характерных глинистых флишеподобных плитчатых известняков; полное отсутствие фауны,

микрослоистости, глауконита, мезоритмичности; переход на площади и в разрезе только к отложениям средней зоны.

3. Сравнение с осадками Средиземного, Черного и Каспийского морей показало большое сходство изученных верхнебарремских отложений с осадками континентальных склонов этих морей и дает основание считать, что выделенная в Копетдагском бассейне верхняя батиметрическая зона могла представлять собой верхнюю часть древнего континентального склона, средняя зона — среднюю часть этого склона, а нижняя, вероятно, относилась к самым низам континентального склона, его основанию с мощными массивными мергелями, и к глубоководному ложу. Судя по большой однородности состава отложений, прослеженных на 500 км, исследованная часть склона Копетдагского бассейна была лишена крупных неровностей. Подобный тип континентальных склонов изучен в северо-западной части Черного моря и южнее Керченского пролива, известен в Мексиканском заливе и других бассейнах (О. К. Леонтьев, 1963 г.).

4. Вследствие недостаточности геологических данных по районам, прилегающим к советской части Копет-Дага с юга, пока трудно судить о южных границах глубоководной зоны. Возможно, она не была особенно широкой. Это пока не позволяет утверждать категорически, что в позднем барреме именно на Копетдагском участке Тетиса существовал континентальный склон. Не исключено, что в результате быстрого опускания здесь образовалась очень глубокая впадина и все три зоны являются отражением отдельных этапов образования этой быстро углубляющейся депрессии, достигшей в позднем барреме большой глубины. В связи с этим, вероятно, лучше называть рассматриваемые глубоководные образования менее обязывающим термином — батиальными отложениями, а наиболее глубокие их части — гемипелагическими.

5. Р. Дитц и Д. Холанд (1966 г.) высказали предположение о том, что не содержащие признаков мелководности отложения эвгеосинклинальных областей прошлого отлагались преимущественно у основания континентального склона, и существовавшие впадины были заполнены только в конечные стадии своего развития. Как известно, такая же картина обычно наблюдается и у основания современных континентальных склонов, где под влиянием суспензионных потоков, речных выносов и оползней формируются обширные конусы выноса, сливающиеся часто в сплошной шлейф и образующие материковое подножие (О. К. Леонтьев, 1963 г.). Большая аналогия с приведенными примерами наблюдается и в позднебарремском Копетдагском бассейне. Мощные массивные мергели в значительной части могли образовываться здесь ниже континентального склона.

6. Позднебарремское глубоководное ложе (впадина) впоследствии (в апте и альбе) периодически заполнялось мощными флишоидными алеврито-глинистыми осадками. Так, в альбе Западного Копет-Дага В. Л. Либровичем и В. Б. Сапожниковым (1972 г.) выявлены продолжающие свое существование фации центральных частей глубоководных впадин с осадками замутненных течений — ритмичными флишоидными толщами. Их ритмы сложены (снизу вверх): 1) алевролитами с очень пологой косой слойчатостью, с небольшим количеством глауконита; 2) полосчатыми и пятнистыми алевролитами без глауконита; 3) темно-серыми аргиллитами или сильноглинистыми горизонтальнослоистыми алевролитами. Мощность толщи превышает 420 м. Эти отложения очень сходны с современными осадками впадин вблизи побережья Калифорнии, где сходные флишоидные образования распространены как в наиболее глубоких (не-

сколько километров), так и в сравнительно мелких впадинах, с глубинами, местами не превышающими несколько сотен метров. Этими авторами выделены также фации склонов глубоководных впадин — однообразные алеврито-глинистые отложения с тонкой или неотчетливой слоистостью, иногда с прослойками мелкого детрита. Для отложений упомянутых двух групп фаций характерны редкие остатки аммонитов и тонкостворчатых пелеципод.

7. Советскими океанологами подчеркнуто (А. П. Лисицын и др., 1966 г.), что в Тихом океане вблизи критической глубины карбонатонакопления сохранность раковин фораминифер быстро ухудшается. В массивных мергелях Копетдагского бассейна иногда встречаются лишь единичные раковины очень мелких пелагических фораминифер плохой сохранности, чаще — реликты. В глинистых флишеподобных известняках остатков фораминифер уже нет. В связи с этим можно говорить о значительной глубине образования массивных мергелей и еще большей — флишеподобных известняков.

8. Сравнение особенностей фауны и закономерностей ее распределения в различных батиметрических зонах Копетдагского бассейна с фаунистическими особенностями соответствующих зон современных морских бассейнов показало большое сходство между ними. Это, с одной стороны, подтвердило правильность фациального анализа, а с другой — свидетельствует о весьма незначительном изменении в распределении фауны по глубинам за время с конца мезозоя до современной эпохи. Это еще один пример, подтверждающий отсутствие больших различий в распределении по глубинам современной и мезозойской фаун, на что указал Н. М. Страхов еще в 1948 г.

9. Дифференцирование барремских глубоководных отложений по отдельным батиметрическим зонам подтвердило, что глубины примерно в 400—500 м являются предельными, на которых в осадках еще может проявляться цикличность (В. И. Марченко, 1962, 1967 гг.).

10. По сравнению с другими более глубоководными образованиями отложения, соответствующие батиальным глубинам, должны встречаться наиболее часто, так как во всех случаях возникновения глубин, превышающих шельфовые, в первую очередь и обязательно должны появляться отложения батиали. Геологическая литература последних десятилетий действительно подтверждает широкое развитие в морских водоемах прошлого батиальных образований. Что же касается выявления более глубоководных отложений, то им обычно должны предшествовать батиальные образования.

11. Некоторые особенности, характерные для отложений различных батиметрических зон Копетдагского бассейна очевидно можно проследить и в образованиях других древних геосинклинальных областей, на соответствующих этапах их развития. Для определения в них батиальных отложений необходим детальный углубленный фациальный анализ большого фактического материала и совершенствование его методики, использование приведенных критериев различной степени глубоководности и выявление новых, связанных со специфическими условиями развития различных регионов. В связи с нахождением в современных глубоководных осадках ценных полезных ископаемых выявление и углубленный фациальный анализ древних глубоководных отложений приобретают все большее практическое значение. Поэтому их изучение должно развиваться и углубляться.

Глава 33

ГЛУБОКОВОДНЫЕ ФАЦИИ

§ 1. ФАЦИИ ГЕМИПЕЛАГИЧЕСКИЕ

Гемипелагическими называют отложения средних океанических глубин, охватывающих нижнюю половину континентального склона и краевые части ложа океанов. Их верхнюю границу обычно проводят по изобатам 1,5—2 км, а нижнюю на глубинах 4—5 км (R. S. Dietz, J. C. Holden, 1965), ниже которых обычно не образуются карбонатные осадки. Так, по данным Е. М. Емельянова, А. П. Лисицына, А. В. Ильина [3], количество карбонатных осадков в Атлантическом океане резко возрастает только на глубинах меньше 5,2—5,5 км (критическая глубина карбонатонакопления), иногда меньше 3,5—4,5 км. К гемипелагическим относят также соответствующие по глубинам отложения окраинных и внутренних котловинных морей.

При фациальном анализе часто нельзя разграничить отложения низов континентального склона и его океанического основания. В подобных случаях соответствующие образования лучше называть гемипелагическими.

Подробной характеристике современных и древних подводных каньонов и глубоководных конусов выноса посвящены исследования зарубежных геологов (Submarin canyons and deep-sea fans..., 1976).

Важнейшими особенностями гемипелагических отложений по сравнению с более глубоководными являются: широкое присутствие карбонатных осадков, относительно интенсивное поступление глинистого терригенного, а также вулканогенного и биогенного осадочного материалов и сравнительно высокие скорости осадконакопления. В них, как и в пелагических образованиях, встречается турбидитный флиш.

Средняя глубина распространения на дне Мирового океана птероподово-кокколитовых известковых оозов (т. е. осадков, содержащих более 30% остатков организмов) равна 2 км, а фораминиферо-кокколитовых 3,6 км, почему их и относят к гемипелагическим отложениям (Д. К. Патрунов, Т. Н. Голубовская, 1976 г.). Средняя глубина распространения в океанах кремнистых диатомовых оозов уже больше и составляет около 3,9 км.

К типично гемипелагическим относят осадки глубоководной области Средиземного моря (см. гл. 27 [1]). Гемипелагические илы во впадине западной части Средиземного моря рассмотрены Бартолини и др. (Bartolini a. o., 1972). Среди них встречены слои песков и алевритов, в которых нет ни потоковой, ни волнистой слойчатости, не всегда выражено градационное распределение материала и резко выражены нижняя и верхняя границы.

К гемипелагическим можно относить современные пелагические карбонатные осадки, обогащенные раковинами планктонных моллюсков — птеропод. Они развиты в тропических зонах Атлантического, Индийского и Тихого океанов, в Средиземном и Красном морях на глубинах до 3 км.

Л. Б. Рухин еще в 1953 г. пришел к выводу о том, что в истории Земли должен быть отражен интервал глубин в 2—3 км, совпадающий с подошвой континентального склона; он отметил, что в позднем мезозое некоторые моря геосинклиналей (Тетис, Индонезийские моря), по-видимому, характеризовались глубинами в несколько километров. Соответствующие таким глубинам отложения являются гемипелагическими.

Р. Дитц и Дж. Холден (1965 г.) соглашаются с теми учеными, которые считают глубоководными (образовавшимися на глубинах более 2 км) кремнистые породы с радиоляриями, в частности, ассоциирующиеся с граптолитовыми сланцами и другими глубоководными отложениями. При этом глубоководными они считают лишь такие граптолитовые сланцы, которые отличаются большим содержанием углерода и пирита и не содержат остатков бентонной фауны. Названные авторы показывают, что упомянутый комплекс отложений несомненно является глубоководным, точнее — гемипелагическим. Они отнесли этот комплекс к эвгеосинклинальным фациям и отметили, что он никогда не встречается в платформенных отложениях. Эти авторы указывают, что гемипелагические отложения широко распространены между древними континентальными глыбами и были приурочены к основанию континентального склона.

В. Л. Либровичем и В. Б. Сапожниковым (1972 г.) в альбе Западного Копет-Дага выявлены продолжающие свое существование фации центральных частей впадин, видимо гемипелагические, с осадками замутненных течений — ритмичными флишоидными алеврито-глинистыми толщами. Гемипелагическими являются также карбонатные фации глубокого моря, рассмотренные Г. Лукасом (G. Lucas, 1973).

К гемипелагическим отложениям можно отнести в Копет-Даге позднебарремские массивные мергели без фауны с реликтами мельчайших пелагических фораминифер и плитчатые флишеподобные известняки без фауны. Глубины их образования соответствуют основанию континентального склона и глубоководному ложу Копетдагского бассейна и, по-видимому, превышают 1,5—2 км.

К. Банделем (1974 г.) рассмотрены известняки девона — карбона Карнийский Альп, где присутствуют нодулярные цефалоподовые известняки, а также органогенно-детритовые турбидиты. Формирование этих отложений происходило на глубинах в 200—4000 м, и они частью являются гемипелагическими.

И. О. Мурдмаа (I. Murdmaa, 1975) отмечено, что разрез северо-западной части Атлантики сложен главным образом серыми, черными и голубоватыми верхнеюрскими гемипелагическими осадками.

С развитием глубоководного бурения на дне океанов древние гемипелагические отложения стали выявляться часто.

Отложения писчего мела неоднократно вскрывались глубоководным бурением среди гемипелагических образований.

В центральной и южной частях Атлантического океана вскрыты гемипелагические осадки позднемелового и кайнозойского возраста.

В пределах впадины у берегов Марокко на глубине 4226 м скважиной глубиной 1176,5 м пелагические осадки встречены только в плейстоценовой части разреза. На остальном интервале преобладают гемипелагические глины и мергелистые осадки с нанофоссилиями.

Гемипелагические отложения описаны в юрских глубоководных образованиях Тосканы (O. Kälin, 1979). К ним отнесена свита известняков Сельсиферо среднелейасового возраста — слабокремнистые карбонатные, обломочные и глинистые карбонатные породы, заключающие следы оползания осадков и течения и переслоенные грубозернистыми отложениями мутьевых потоков.

Турбидитовые отложения (Ricciluechi a. o., 1980) ассоциируются с гемипелагическими осадками серии Монризо, представленными песчано-глинистой толщей. Разновидность песчаных турбидитов проникает на 40—50 км в область

пелагической равнины, постепенно уточняясь и насыщаясь глинистым материалом. Нередко турбидиты являются полностью глинистыми и мало отличаются от глинистых накоплений равнины.

§ 2. ФАЦИИ ПЕЛАГИЧЕСКИЕ

К пелагическим, или собственно глубоководным отложениям относят образования, возникшие на глубинах ниже 3—4 км, по другим авторам — ниже 4—5 км.

Пока еще отсутствуют общепринятая детальная классификация и полная сводка состава и характерных особенностей древних глубоководных отложений. Само отнесение тех или иных отложений к пелагическим, а также конкретные признаки и особенности таких образований нередко дискуссионны. В основном для пелагических отложений характерно присутствие кремнистых пород с пелагическими формами радиолярий; незначительная скорость осаждения, огромная площадь распространения, ассоциированность с большим количеством марганцевых конкреций; отсутствие бентонной фауны, а также раковин фораминифер в связи с их растворением. Присутствие местами тел турбидитного флиша, кремнистых пород в ассоциации с офиолитами (A. Fischer, 1974). Преобладающее отсутствие карбонатных осадков (Е. М. Емельянов, А. П. Лисицын, 1975 г.). Присутствие космической пыли, аутигенных цеолитов [5, 6].

Глубоководные отложения являются обязательной принадлежностью разреза эвгеосинклинальных складчатых зон. Комплекс фациальных особенностей глубоководных (в основном батиальных) отложений верхнего неокома Копет-Дага приведен выше (см. гл. 32).

Представления различных исследователей о некоторых особенностях и составе пелагических отложений приводятся ниже.

Рассматривая геосинклинальные фации, Ж. Обуэн (1967 г) отметил, что в древних прогибах дофлишевого периода осадконакопление было пелагическим и часто глубоководным, с наибольшим распространением кремнистых фаций. При этом кремнистые известняки и радиоляриты были развиты в самых глубоких прогибах. В эвгеосинклинальных прогибах радиоляриты развиты в ассоциации с офиолитами. Ж. Обуэн придерживается теории глубоководного происхождения радиолярнтов (батиметрическая гипотеза), так как в них: 1) нет обломочного кварца; 2) изобилуют глубоководные формы радиолярий; 3) нет губок, даже их кремнистых форм — результат образования на больших глубинах; 4) нет фораминифер, растворившихся на больших глубинах.

По Ж. Обуэну, при образовании кремнистых пород и радиоляритов возможны два крайних случая: 1) когда кремнистые отложения имеют вулканогенно-осадочное происхождение (связанное с эманациями кремнезема, сопровождающими излияния офиолитов), и 2) когда осадконакопление полностью зависит от глубоководных условий, т. е. когда взаимосвязи между радиоляритами и зеленокаменными породами не существует, как это видно в эллинидах. Только батиметрическая гипотеза позволяет объяснить присутствие кремнистых пород (даже без радиоляритов) в глубоких миогеосинклинальных прогибах, в которых нет офиолитов. Р. Г. Гарецкий и А. Л. Яншин (1970 г.) указывают, что в складчатых областях от палеозойских до альпийских и среди разновозрастных отложений, по крайней мере от кембрия до неогена, встречаются и местами широко распространены батиальные и даже абиссальные отложения. Напри-

мер, широкое распространение от Восточных Альп до Индонезии (остров Тимор) позднетриасовых пелитоморфных известняков с аммонитами. На семинаре по глубоководным осадкам (1969 г.) акад. А. В. Пейве привел фактический материал, свидетельствующий о широком распространении в Альпийском поясе Евразии древней коры океанического типа, сложенной в нижней части ультраосновными породами, а над ними — мезозойскими радиоляритами и другими типичными глубоководными осадочными породами.

В центральной части средиземноморской области заведомо глубоководные фации представлены черными сланцами, иногда известняками, радиоляритами, которые ассоциируются с офиолитами (Bernouli a. o., 1972—1974). Возможность присутствия среди юрских фаций в Восточном Забайкалье глубоководных отложений отметил Б. Н. Олексив (1973 г.). А. А. Проиин (1973 г.) указал на большое сходство состава пород срединных океанических хребтов и альпийских складчатых систем на континентах.

А. Г. Фишер (A. Fischer, 1974) отмечает, что только в горных поясах известны радиоляриевые кремнистые сланцы, карбонатные секвенции с пелагической фауной, большие тела турбидитного флиша, олистостромов, а также офиолиты. Изучение дна океанов показало, что все это океанические образования — породы океанической коры, абиссальных равнин, глубоководных желобов, вулканических дуг и погруженных окраин континентов.

Многими исследователями выявлены чрезвычайно большая фациальная изменчивость и неоднородность пелагических осадков [4]. Так, в пелагических отложениях выявлено частое развитие глубоководных песков, образовавшихся под воздействием суспензионных потоков или донных течений, способных перемещать песчаный материал и даже размывать донные осадки. В связи с этим песчаные слои далеко не всегда обладают признаками турбидитов. Например, на северо-западе Северной Атлантики отложения конуса выноса Гаттерас (глубина 5200—5250 м) представлены слоями по 0,1—2 м хорошо отсортированных с градационным строением, либо с горизонтальной или косой слойчатостью, субаркозовых и кварцевых песков и гравия. Реже встречаются прослои алевритов, глин, а также глауконитсодержащих илов. Органические остатки представлены здесь в карбонатной фракции моллюсками, фораминиферами и водорослями, снесенными с шельфа (Huber, 1964). На глубинах 3 000—5 786 м описаны следы роющих организмов, вызывающие пятнистость осадков (Clark, 1968).

В юго-восточной части Индийского океана на части абиссальной равнины площадью около 1 млн. км^2 выявлена область сильных донных течений (знаки ряби) и активной эрозии со сплошным развитием марганцевых конкреций (Kennet, Watkins, 1975). В Колумбийской впадине на глубинах 2,5—4 км выявлено три типа глубоководных дюноподобных глинисто-песчанистых валов высотой 3—20 м, иногда — гигантских, высотой 35—65 м, расположенных на меньших глубинах при более крутых склонах (Bouma, Treadwell, 1975). Предполагается, что они отложены турбидными течениями. В пелагических отложениях констатируется космическая пыль или шарики и часты прослои, обогащенные вулканическим пеплом (Wieser, 1963; Hyang, 1973).

По данным океанографических исследований, на океанических глубинах (более 4,5 км) существуют течения со скоростью 10—15 см/с. Однако геологические наблюдения за знаками ряби и другими формами микроскульптуры поверхности дна свидетельствуют о наличии вблизи дна течений с гораздо большей скоростью. Так, например, вблизи Новой Шотландии наблюдения, охваты-

вающие океанское дно, подтвердили существование высокоскоростных течений, носящих эпизодический характер (R. Kerr, 1980). Причины их возникновения и направление остаются дискуссионными.

Модели процесса отложения глубоководных песков с привлечением примеров их современных и древних обстановок рассмотрел И. Паркер (I. R. Parker, 1977). Он отмечает, что современные глубоководные конусы выноса почти всегда приурочены к каньонам. Осадки выносятся в пределы подводных конусов выноса, где они откладываются. Приведены примеры существовавших в прошлом конусов выноса, связанных с каньонами.

И. В Хворовой (1974 г.) охарактеризован и отнесен к глубоководным особый тип осадочных кремнеобломочных пород — конгломератов, гравелитов, песчаников н алевролитов, распространенных в эвгеосинклинальных толщах Южного Урала. Выявлено их сходство с некоторыми современными глубоководиыми песками. Часть описанных кремнеобломочных пород является разновидностью отложений суспензионных потоков, возникших ближе к хребту. В образовании другой части большую роль, по-видимому, играли донные течения. В них обычно нет признаков флишевых песков и полностью отсутствует пелитовая составляющая.

Если за верхнюю границу пелагической (абиссальной) области принять по Р. Дитцу (1966 г.) глубины в 4—5 км, то для нее в подавляющем большинстве случаев будет характерно отсутствие карбонатных осадков. Данными океанологов [9] подтверждается, что высококарбонатные илы обычно не встречаются ниже уровня карбонатной компенсации (4,5—5,5 км). Пелагические известковые илы в основном развиты на глубинах 2—4 тыс. м [8].

При бурении в Тихом океане на поднятии Магеллана вскрыт сплошной разрез карбонатных пород до юры и прослежен переход карбонатного ила сначала в писчий мел, затем в известняк. Что касается океанических кремнистых пород и их связи с офиолитами, то Р. Е. Гаррисон (Pelagic sediments: on land and under the sea, 1974) считает, что устойчивая связь кремней и офиолитов еще не разгадана. Он отмечает, что на континентах кремнистые породы залегают над вулканитами и перекрываются известняками. В океанах же они лежат на известняках и покрываются более глубоководными осадками — кремнистыми или глинистыми. Р. Е. Гаррисон полагает, что существующая палеобатиметрическая интерпретация радиоляритовых сланцев и пелагических известняков сомнительна, поскольку нижняя граница уровня карбонатной компенсации значительно менялась во времени и пространстве. Реконструкции уровней древней карбонатной линии по материалам глубоководного бурения показали, что она заметно колебалась в одних океанических областях, оставаясь относительно стабильной в других. Р. Е. Гаррисон показывает, что последовательность отложения глубоководных осадков, формирование которых связано с положением критического уровня карбонатонакопления, различна при низкой и более высокой (у микритовых окремненных известняков) скоростях поступления карбонатного материала. С учетом этого фактора для пелагических осадков мезозоя Альп (Австрии, Швейцарии, Северной Италии, Сицилии, Греции) составлены фациальные диаграммы, отражающие изменения глубины дна бассейна (Тетиса), связанные с тектоническими движениями и изменением скорости осадконакопления от 1 до 10 м/млн. лет.

По данным глубоководного бурения (Thiede a. o., 1980) была проведена реконструкция распространения биогенной карбонатной составляющей в глубоко-

водных отложениях верхнего мезозоя и кайнозоя Атлантического океана от экватора до 42° с. ш. Установлено две фазы интенсивного карбонатонакопления: в первую фазу седиментация карбонатов происходила на глубинах до 4,5 км, во вторую — на глубинах до 3 км, и только в последние 25 млн. лет глубины увеличились до 5,5 км.

Глубоководные карбонаты, встречающиеся ниже критической зоны карбонатонакопления,— явление аномальное, но имеющее важное значение (Resak, 1974).

В литературе рассматривается проблема офиолитового меланжа — олистостромной и тектонической смеси офиолитового материала и осадков океанического происхождения (A. Gansser, 1974). Вмещающая масса этого меланжа может быть офиолитовой (особенно часты тектонизированные серпентиниты) или осадочной (в большинстве случаев — флишоидные фации). Нижний контакт меланжа всегда тектонический, а верхний — трансгрессивный (пелагические известняки и флишоидные отложения).

Фациальная обстановка распространения железомарганцевых конкреций в Тихом океане подробно освещена И. О. Мурдмаа (1976 г.).

Сочетания радиоляритов с другими породами изучены В. С. Вишневской [1] в юрско-неокомском разрезе Малого Кавказа. Они представляют собой циклы, в которых породы связаны постепенными переходами, а смежные циклы разделены резкими границами. Циклы состоят из трех элементов (снизу вверх): 1) песчаник или алевролит; 2) радиолярит или радиолярит-спонголит; 3) известняк. Мощность циклов от сантиметров до первых метров. Анализ породных парагенезов, структурные и текстурные особенности пород, по мнению В. С. Вишневской, свидетельствуют о глубоководности бассейна в период формирования толщ, вмещающих радиоляриты.

Осадочные разрезы в глубоководных желобах севера Тихого океана описаны Шеллом (Scholl, 1974). Они обычно представлены накоплениями горизонтально залегающих турбидитов мощностью 1—2 км, заполняющих осевую часть желобов. Курило-Камчатский желоб характеризуется отсутствием турбидитных накоплений: он выстилается 300—400-метровой толщей пелагических осадков возрастом от позднего мела до голоцена.

Одной из особенностей осадков глубоководных котловин является присутствие в них аутигенных цеолитов — филлипсита и клиноптилолита [5, 6]. Филлипсит связан с пелагическими красными глинами и образуется в условиях минимальных скоростей седиментации. За пределами глубоководных котловин он встречается только локально в глинистых илах на подводных поднятиях, в областях базальтового вулканизма. В верхнемеловых океанических отложениях Тихого океана широко распространен клиноптилолит, а филлипсит практически отсутствует.

При изучении кернов с глубин 3,5—4,25 км на востоке экваториальной части Тихого океана (W. Berger, 1979) установлено, что степень сохранности нор роющих организмов может являться индикатором глубоководности отложений.

Общая фациальная обстановка и батиметрия образования в карбоне юго-западного Дарваза розовых известняков типа «Аммонитико россо» рассмотрена М. А. Вознесенской [2]; они отнесены ею к пелагическим фациям.

На совещании седиментологов и океанологов в штате Миссисипи в 1979 г. были представлены модели, построенные на основе геологических и физических параметров, характеризующие прежде всего глубоководные карбонатные осад-

ки, а также модели распределения осадков в Индийском и Атлантическом океанах за последние 140 млн. лет. Там же охарактеризованы седиментационная история, морфология дна и особенности разрастания Индийского глубоководного конуса. Подчеркнута возможность определения силы действия глубоководных придонных течений по основным структурным характеристикам и магнитным свойствам глубоководных отложений.

Глубоководные отложения в юре Тосканы подробно описал О. Колин (O. Kälin, 1979). Они представлены позднеплейасовыми мергелями, часто с остатками радиолярий. Свиту Диаспри слагают окремнелые известняки и радиоляриевые кремни, чередующиеся с аргиллитами. В связи с широким развитием глубоководного бурения получены важные сведения о составе и характере глубоководных океанических отложений ниже уровня современных осадков [4].

Отмечается наиболее поразительная особенность строения дна океана на громадном пространстве Северо-Американской котловины — отсутствие постоянства в процессе седиментации. Только в изолированных углублениях встречаются более или менее мощные слои однородного состава. В глубоководных колонках обнаруживаются слои с макро- и микрослоистостью, с многочисленными ходами роющих животных, переотложенные слои более древних осадков, следы работы донных течений и суспензионных потоков и как результат — изменчивость мощностей.

На Северо-Американской котловине равнинные участки (глубина 5—6,5 км) перемежаются с грядами холмов высотой до 1 км. Равнинные участки дна между холмами покрыты коричневым глинистым илом («красная глина»). Керн был взят с глубины 5 597 м на участке равнины между холмами, окаймляющими абиссальную равнину Нэрес. На этой глубине распространен глинистый коричневый ил с редкими кремневыми иглами, с прослоями более грубозернистого материала, с мелким алевритом, иногда с остатками фораминифер. В одном слое — ходы животных.

Абиссальная равнина Нэрес покрыта «красной глиной». В центральной части этой равнины на глубине 5 680 м наблюдается тонкое переслаивание коричневого глинистого ила с тонкопесчанистым илом и даже с илистым тонким песком.

На глубине 6 400 м впадины (желоба) Пуэрто-Рико обнаружен фораминиферовый ил с линзами известкового фораминиферового песка. Более крупный материал состоит из остатков мелководных организмов. На поверхности везде коричневый ил («красная глубоководная глина»). Под этим слоем на дне желоба встречено переслаивание «красной глины» с карбонатными крупнозернистыми осадками, иногда обладающими градационной слоистостью и с примесью остатков мелководных организмов. На склонах этой впадины колонки керна длиной до 290 см сплошь состоят из почти бескарбонатной «красной глины».

Данные глубоководного бурения позволяют судить о составе и характере отложений на некоторых из таких возвышенностей, находящихся на различных глубинах Атлантического океана [4].

1. На пороге Риу-Гранди, отделяющем Бразильскую котловину от Аргентинской, в центральной его части, на глубине 905 м отмечен высококарбонатный (98% $CaCO_3$) птероподовый ил с минеральными зернами до 0,1 мм кварца, полевых шпатов, вулканического стекла, пемзы. Среди органических остатков преобладают планктонные фораминиферы (40%), обломки моллюсков, иглокожих,

кокколиты, рабдолиты; в ничтожном количестве кремневые остатки — иглы губок, радиолярии, диатомовые.

2. Там же на глубине 2 113 м вскрыты сильно карбонатные палеоген-неогеновые отложения. В их основании — белый ракушечник, сцементированный кальцитом, с остатками иноцерамов. На глубине 2 134 м пробурено 242 м карбонатных отложеиий кайнозоя. На 140-м м вскрыт маркирующий горизонт писчего мела. Скважина закончена в среднеэоценовом известняке с прослойками кремней.

При глубоководном бурении в Среднеамериканском желобе вкрест простирания побережья Гватемалы вскрыты накопления мела, относящиеся к нижнему и среднему миоцену, абиссальные красные глины небольшой мощности и терригенные накопления позднего миоцена и более молодого возраста (R. Von Huene, J. Aubouin, 1980).

На вершине подводной горы Суйко скважинами вскрыт интересный разрез, представленный переходом от кровли позднепалеогеновых рифовых образований, с большим перерывом, к меловым пелагическим осадкам. В современных океанах мы не знаем отложений древнее мезозойских.

При глубоководном бурении западнее Африки (Price Ilfryn, 1980) вскрыта «флишевая» толща глубоководных титон-альбских дистальных турбидитов с цикличным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и микритовых известняков.

А. Л. Яншин отмечает [9], что установление океанического типа строения земной коры эвгеосинклиналей позволяет утверждать их глубоководность. Глубоководными можно считать лептогеосинклинальные и олистостромовые формации, флиш, граптолитовые и аптиховые сланцы.

Результаты формационного и литолого-фациального анализа разрезов мезокайнозойских отложений восточной части Атлантики изложены П. П. Тимофеевым и В. В. Еремеевым [8]. Авторами впервые выделены фациальные типы осадков формаций. Высказано мнение об эволюции восточной части Атлантического океана.

§ 3. ГЛУБОКОВОДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА КОНТИНЕНТАХ

Долгое время господствовало убеждение, что глубоководные отложения на континентах отсутствуют. Это заключение, естественно, полностью приложимо к платформам. Но и в пределах геосинклинальных складчатых поясов, как полагали, нет истинных глубоководных отложений. Э. Ог считал, что в геосинклиналях не встречаются остатки абиссальных отложений и что в них господствовала батиальная и шельфовая седиментация. Достижения последних десятилетий в изучении осадков современных океанов и глубоководных впадин окраинных и внутренних морей, равно как открытие того, что офиолитовые комплексы складчатых поясов представляют собой остатки океанической коры геологического прошлого, заставили коренным образом пересмотреть роль глубоководных отложений в строении разрезов складчатых областей.

Глубоководные отложения являются обязательной принадлежностью стратиграфического разреза внутренних, так называемых эвгеосинклинальных зон складчатых областей. Эти зоны, как правило, характеризуются одной и той же последовательностью образования различных геологических комплексов. В основании разреза располагаются офиолиты в их широком понимании с присущей

ни внутренней стратификацией. Выше них залегают обычно мощные терригенные и кремнисто-терригенные комплексы, часто ассоциирующиеся с вулканическими толщами существенно андезито-базальтового состава. Подобные разрезы свойственны Уралу, Аппалачам, палеозоидам Южной Сибири и Монголии, Альпийскому поясу, Восточной Австралии и многим другим складчатым сооружениям.

Разрез офиолитов, несмотря на существующие отличия между конкретными комплексами, повсюду начинается гипербазитами, на которых располагаются пироксениты, габбро и далее подушечные лавы базальтового состава. Лавы по химическим свойствам приближаются к низкокалиевым толеитам и полностью аналогичны современным океаническим базальтам. Офиолиты обычно венчаются сравнительно маломощным чехлом кремнистых или карбонатно-кремнистых осадков. Это известные радиоляриты офиолитов Альпийского пояса, описанные в Апеннинах, Динаридах и других местах. По возрасту они относятся к поздней юре — раннему мелу. В Центральном Казахстане офиолиты перекрыты аналогичными кремнистыми отложениями известной буртынджальской свиты (или ее аналогов), относящимися по возрасту к позднему докембрию или кембрию.

В Западной Монголии Хантайширский офиолитовый комплекс завершается формированием толщи пестрых кремнистых сланцев и яшм, содержащих тонкие слойки алевролитов турбидитного происхождения. Мощность этой толщи всего 300 м, она необычно выдержана на площади и может служить маркирующим горизонтом; по возрасту принадлежит раннему кембрию. Подобные кремнистые толщи присутствуют в разрезах любого офиолитового комплекса. Они удивительно похожи на осадки современных абиссальных равнин, где седиментация идет ниже уровня карбонатной компенсации, т. е. на глубинах более 4,7—5 км. Кроме того, в целом ряде мест (Апеннины, Тянь-Шань, Монголия) в связи с офиолитами выявлены своеобразные обломочные породы, представленные микробрекчиями и песчаниками, состоящими из продуктов подводного размыва гипербазитов, габбро и других магматических пород офиолитовой ассоциации. Это исключительно меланократовые обломочные породы. Они находят себе полных аналогов в так называемых эдафогенных осадках, описанных П. Л. Безруковым в пределах срединно-океанических хребтов и образующихся за счет подводного разрушения крутых уступов рельефа в рифтовых зонах и ущельях трансформных разломов.

По распространению подобных глубоководных осадков и подстилающих их офиолитов, т. е. прежней океанической коры, удается реставрировать следы былых океанических бассейнов и восстановить прошлые океаны. Так, для раннего палеозоя реконструируются палео-Атлантический и палео-Азиатский океаны, существовавшие на месте каледонских сооружений Аппалач и Северо-Западной Европы, с одной стороны, и Южной Сибири, Казахстана и Монголии — с другой. Таким же образом может быть намечен хорошо известный мезозойский океан Тетис, маркируемый офиолитами и связанными с ними глубоководными отложениями Альпийского пояса.

Несравненно больший объем в складчатых поясах занимают терригенные комплексы. К ним принадлежит прежде всего флиш и похожие на него флишоидные толщи. Кроме того, могут быть обособлены мощные граувакковые комплексы, лишенные или со слабым развитием градационной слоистости. Во всех них отмечаются многочисленные текстурные признаки, свидетельствующие

об их образовании за счет мутьевых потоков, подводного оползания, т. е. они представляют собой турбидиты. В современных условиях подобные отложения накапливаются только (или преимущественно) на континентальном подножье, следовательно, в глубоководных условиях, на глубинах, большей частью превышающих 3 км. Обстановки континентального подножья возникают у края абиссальных равнин рядом с пассивными континентальными окраинами атлантического типа, на приостровных склонах глубоководных желобов, у подножья уступов окраинных и внутренних морей с субокеаническим типом коры. В ископаемом состоянии крайне трудно различить, какой из названных обстановок может отвечать тот или иной терригенный комплекс.

Все терригенные комплексы подобного типа характеризуются, помимо отмеченных текстурных особенностей, крайне малым содержанием окаменелостей, переотложением фауны, полимиктовым составом обломочного материала, который является граувакковым и никогда не бывает аркозовым. Примерами таких комплексов могут служить силурийско-девонские толщи Зилаирского синклинория Урала, верхнекембрийско-ордовикские толщи Западного Саяна, многие флишевые толщи Альпийского пояса.

Состав обломочного материала позволяет в первом приближении судить о том, в какой палеогеографической обстановке накапливались терригенные осадки. В случае, так сказать, «зрелых» турбидитов, содержащих большое количество обломков кварца, полевых шпатов и метаморфических пород, можно предполагать континентальный источник происхождения материала и образование осадков на континентальном подножье вблизи пассивных континентальных окраин или во внутренних и окраинных морях. Если же осадки состоят в основном из «незрелых» турбидитов, в составе обломочного материала которых почти нет кварца, но в обилии представлены вулканические породы, то осадки накапливались главным образом по соседству с прежними вулканическими островными дугами, скорее всего на приостровных склонах глубоководных желобов или в глубоководных котловинах в тылу островных дуг.

В Аппалачах детальными исследованиями ряда геологов было установлено, что кембро-ордовикские терригенные толщи Таконских клиппов западной зоны Аппалач представляют собой осадки континентального подножия раннепалеозойского палео-Атлантического океана. Равным образом, в виде осадков прежнего континентального подножия у пассивной окраины может быть истолкован разрез силура и девона Зилаирского синклинория Урала. Нижнепалеозойские терригенные толщи Западного Саяна представляют собой скорее всего осадки прежнего окраинного моря в тылу островной дуги. Девонские незрелые турбидиты Южно-Монгольской зоны, тесно переплетающиеся с андезито-базальтами, маркируют, по-видимому, приостровной склон глубоководного желоба. Примечательно, что к ним приурочены олистостромовые горизонты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вишневская В. С.* Парагенезы радиоляритов юрско-неокомского разреза Малого Кавказа. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1976, вып. 51, № 1, с. 148—149.

2. *Вознесенская М. А.* Фации пелагических известняков в карбоне юго-западного Дарваза. — Литол. и полезн. ископ., 1979, № 6, с. 119—126.

3. ***Емельянов Е. М., Лисицын А. П., Ильин А. В.*** Типы донных осадков Атлантического океана. Калининград, 1975. 579 с.

4. *Кленова М. В., Лавров В. М.* Геология Атлантического океана. М., Наука, 1975. 458 с.

5. *Коссовская А. Г.* Генетические типы цеолитов стратифицированных формаций. — Литол. и полезн. ископ., 1975, № 2, с. 23—44.

6. *Лисицына Н. А., Бутузова Г. Ю.* Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан. — Литол. и полезн. ископ., 1976, № 2, с. 9—21.

7. *Олексив Б. И.* О возможном присутствии глубоководных фаций среди юрских морских отложений Восточного Забайкалья. — В кн.: Вопр. литол. и петрогр. Кн. 2, Львов, 1973.

8. *Тимофеев П. П., Еремеев В. В.* Мезозойско-кайнозойские осадочные формации восточной части Атлантического океана (по материалам глубоководных скважин 41-го рейса «Гломар Челленджер»). — В кн.: Типы осадоч. формаций нефтегазоносных бассейнов. М., 1980, с. 145—166.

9. *Яншин А. Л.* Глубоководные отложения геологического прошлого. — В кн. Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск, 1977, с. 4—7.

Часть VI

СООБЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Глава 34

ИЕРАРХИЯ ОСАДОЧНО-ПОРОДНЫХ СООБЩЕСТВ (СИСТЕМНЫЕ УРОВНИ ОРГАНИЗАЦИИ ЛИТОМ)

Одной из характерных черт развития современной науки является всемерное использование **системного** подхода к изучаемым объектам. Системный подход требует различать **целостные**, в той или иной степени обособленные (автономные) **системы** — упорядоченные множества элементов, каждый из коих сам по себе представляет подсистему или систему более низкого ранга. Поэтому В. И. Садовский кратко определил систему как «иерархически организованную целостность».

При системном подходе в геологическом цикле наук выделяют следующие уровни: 1) атомарный; 2) молекулярный; 3) минералогический; 4) породный (седиментитов); 5) надпородный. Этот последний уровень в силу огромного диапазона относящихся к нему совершенно различных по своему масштабу сообществ седиментитов (от миллиметровых варв до километровых по мощности комплексов геогенераций) правильней рассматривать как самостоятельную особую систему с несколькими системными уровнями.

Нередко надпородные уровни ассоциаций осадочных пород называют формационными. Это приходится признать нерациональным по двум основным причинам. Во-первых, вряд ли кто согласится называть формациями и очень тонкие (миллиметры — сантиметры) сочетания слоев типа ленточных глин или флишевые многослои (сантиметры — дециметры) и серии свит мощностью в несколько километров. Во-вторых, и это не менее важно, слово «формация» уже давно лишено самого важного свойства научных терминов — их однозначности. Не говоря уже о том, что слово «формация» употребляется в далеко не одинаковом смысле в различных науках [1] — географии, биологии, археологии, геоморфологии, почвоведении, математике и др., в геологической литературе — нашей и зарубежной — это слово имеет по меньшей мере четыре значения: 1) **стратиграфическое** — единица региональных стратиграфических подразделений, характеризующаяся совокупностью свойственных ей признаков, в первую очередь литологических, позволяющих ее выделять в разрезах отложений и картировать; в США и других странах именуется formation и является основным подразделением осадочных образований; в таком понимании, берущем начало от series montana Г. Х. Фюхселя (1762 г.), термин «формация», возможно, в форме геоформация (geoformation) или стратоформация, может стать международным; 2) **фациальное** — совокупность родственных фаций (морских, континентальных и т. д.); оно было рекомендовано на II сессии Международного геологического конгресса в Болонье в 1881 г. и поддерживалось Э. Реневье на VI сессии в Цюрихе в 1894 г.; в XX в. использовалось в таком значении Э. Огом, А. А. Борисяком, В. А. Обручевым; 3) самое широкое — как **термин свободного пользования** для

обозначения, говоря словами Ч. Лайеля, «всякой группы пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования или составу. Так мы говорим о слоистых и неслоистых, пресноводных и морских, водных и вулканических, древних и новых, металлоносных и неметаллоносных формациях»; однако во всех случаях свободного употребления слова «формация» имеются в виду комплексы пород того объема, который отвечает свитам или подсвитам, но не более дробным подразделениям, а тем более — отдельным многослоям («циклам»); 4) **стадиально-зональное**, во многом историко-генетическое, берущее начало от М. Бертрана (1897 г.); это понимание получило развитие в СССР во многом благодаря В. И. Попову, В. А. Николаеву, В. В. Белоусову, Н. М. Страхову, В. Е. Хаину и др. «Формации» в таком их понимании Н. Б. Вассоевич в 1940 г. предложил называть **геогенерациями** (флишевая, молассовая аспидная и др.).

Для каждого уровня организации веществ необходим свой основной и общий для всех относящихся к нему объектов термин. Для минералогического уровня таковым является «минерал», для породного уровня — «горная порода» (в 1960 г. автором был предложен термин «литóн»); для надпородных уровней Н. Б. Вассоевич и В. В. Меннер [2] рекомендовали термин «литóма».

Литóма — любое, независимо от размера (мощности, площади распространения), происхождения и т. д., сочетание слоев, возникшее в результате седиментогенеза.

Таблица 34-1

Основная классификация циклических сообществ осадочных пород

Объем отложений	Циклические сообщества	Справедливость развития. Действие закона отрицания отрицания
В пределах одной свиты или формации американских геологов	Ia. Элементарные, самые простые малоэлементные (2—5 слоев) *циклиты* Iв. Элементарные, но содержащие больше слоев седиментитов (5—12) и обычно с усложненными переходами от породы к породе (явления рекурренции) — *циклотемы*	Единичные витки малой спирали
	II. Закономерные, циклического типа сообщества циклиты или циклотемы 2-го, 3-го и т. д. порядка — *полициклиты* и *полициклотемы*	Части малой спирали, состоящие из n—$n \cdot 10^3$ витков
Единичные ряды свит (формаций, США)	III. Совокупности полициклит и (или) полициклотем, обязанные геологическому циклу, приводящему к образованию ряда свит. Это — *циклокомплексы*	Единичные витки большой спирали (спирали спирали)
Серии рядов свит (формаций)	IV. Сообщества циклокомплексов, возникшие в результате особенно длительных, крупных геологических мегациклов — *полициклокомплексы*	Части большой спирали, состоящие из витков. Это сравнение не следует понимать механистически и переоценивать его значение

Целесообразно различать среди огромного множества литом четыре ранга, четыре уровня организации осадочно-породных систем (табл. 34-1). К этому числу приводит системно-структурный анализ литóм, осуществляемый с позиций учения о цикличности седиментации (стратоциклономии).

Естественно было положить в основу классификации осадочно-породных сообществ (литóм) именно явления цикличности, повторяемости и развития геологических процессов.

Литомология — это прежде всего и больше всего учение о седиментационной цикличности, о стратоциклономии, тесно связанное с циклостратиграфией. С позиций этих наук и следует классифицировать литомы, выделяя различные их ранги и типы, начиная с самых простых и мелких циклосом.

Циклосома, или, более кратко, **циклóма** — свободный, безранговый термин для обозначения любого осадочно-породного тела — овеществленного результата какого-либо природного циклического процесса, так или иначе оставившего о себе информацию в строении литомы.

Цикличность и почти всегда сопряженная с ней повторяемость геологических процессов — это проявление всеобщего диалектического закона, обычно именуемого законом **отрицания отрицания**. С позиций литомологии и стратоциклономии эту спиралевидность можно представить в виде «спирали спиралей».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б.* История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 128, Л., 1966, с. 5—35.

2. *Вассоевич Н. Б., Меннер В. В.* Системные уровни организации сообществ осадочных пород. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 11, с. 5—14.

Глава 35

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ (ГЕОГЕНЕРАЦИИ)

Осадочные формации (геогенерации) — крупные естественно обособленные (резкой сменой состава пород, перерывами, несогласиями) комплексы осадочных горных пород (фаций, генетических типов), связанных определенной общностью условий образования (физико-географической и тектонической обстановки) и отвечающих определенным стадиям развития крупных структурных элементов земной коры (платформ, внешних и внутренних зон геосинклиналей, орогенов, океанских плит, срединноокеанических хребтов).

В западной литературе аналогичное понятие (в прямом смысле) отсутствует. В американской литературе и в некоторых других странах термин формация используется для обозначения литостратиграфических подразделений, примерно отвечающих нашим свитам. В последнее время в англо- и франкоязычной литературе в близком смысле к предложенному выше применяется термин assemblage.

Формации как определенные литолого-стратиграфические единицы были впервые выделены во второй половине XVIII в. немецкими геологами А. Г. Вернером (автор термина) и Г. Фюхселем. Историко-генетическое понимание осадочных формаций берет начало в работах французского геолога М. Бертрана

в самом конце XIX в., установившего их закономерную последовательность в геосинклиналях. Свое полное развитие учение о формациях получило в СССР начиная с 30—40-х годов нашего столетия в работах В. И. Попова, Н. Б. Вассоевича, Н. С. Шатского, Н. М. Страхова, а также В. В. Белоусова, Л. Б. Рухина, Н. П. Хераскова, В. Е. Хаина. В этих работах наметилось несколько направлений в выделении и классификации формаций: 1) фациально-палеогеографическое (Попов, Страхов, Рухин); 2) историко-генетическое (Вассоевич, Белоусов, Хаин); 3) «парагенетическое» (Шатский, Херасков). В рамках первого подхода формации — это прежде всего комплексы фаций, а основным фактором их обособления считаются физико-географические условия, при втором подходе подчеркивается ведущая роль тектонического режима в образовании тех или иных формаций, при третьем — формации рассматриваются как сочетания определенных типов горных пород, отвлекаясь от условий их образования (генезиса). Таким образом, исторически возникло три разных понимания термина «формация»: 1) стратиграфическое (см. выше); 2) литологическое; 3) литогенетическое. Мы отдаем здесь предпочтение последнему, тем более что в настоящее время наблюдается тенденция к объединению его двух направлений — палеогеографического и палеотектонического, в связи с актуалистической трактовкой палеотектонических обстановок. Специализированным направлением является фациально-циклический (Ю. А. Жемчужников) или литологоциклический анализ, применяемый к формациям, обладающим четко выраженной цикличностью.

В последние десятилетия успехи в изучении океанов, особенно глубоководное бурение, позволили приступить к изучению океанских формаций (П. Л. Безруков, И. О. Мурдмаа, 1971 г.) и поднять учение о формациях на глобальный уровень.

Основными признаками осадочных формаций являются: 1) набор слагающих их главных осадочных пород и отвечающих им фаций и генетических типов; 2) характер переслаивания этих пород в вертикальном разрезе, в особенности их циклическое строение; 3) форма тела формации (площадь распространения, мощность). Кроме того, принимаются во внимание: 4) второстепенные по значению в объеме формации, но важные для определения условий ее образования или с точки зрения практического использования компоненты — литологические (например, угли) или минералогические (например, глауконит); 5) преобладающая окраска (сероцветность, красноцветность, пестроцветность), также несущая определенную генетическую информацию; 6) степень диагенетических, катагенетических и начально метаморфических изменений, отражающая тектонический режим (интенсивность погружения, геотермический градиент).

Названия осадочным формациям обычно даются по преобладающим литологическим компонентам (песчано-глинистая, мергельно-известняковая), с одновременным указанием физико-географической обстановки образования (морская эпиконтинентальная, лагунная, парадическая). Однако за многими формациями утвердились названия, данные по характерным, но акцессорным компонентам — например, угленосная или глауконитовая, связанная с особыми физическими свойствами (флиш — от нем. fliessen — течь, свойство давать движущиеся осыпи; моласса — от франц. mol — мягкий, свойство легко поддаваться обработке).

Основными факторами, определяющими облик осадочных формаций, являются: 1) общий характер тектонического режима областей размыва и накопления; 2) климатические условия (температура, влажность, их распределение по сезонам) обеих областей; 3) положение области накопления относительно уров-

Стадии развития	Осадочные		
	Эпиконтинентальных бассейнов, платформенного чехла		Пассивных окраин (внутренняя часть) пери миогео
	гумидная зона	аридная зона	гумидная зона
Конечная (эмерсивная)	Озерно-аллювиальная сероцветная с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная с карбонатами и сульфатами	
Поздняя (регрессивная)	Паралическая угленосная (прибрежных равнин)	Красноцветная эвапоритовая лагунного (карабогазского) типа	
	Песчано-глинистая или кварцево-песчаная, с глауконитом	Карбонатно-терригенная с сероцветной фацией черных глин	
Зрелая (иннундационная)	Карбонатная (известково-мергельная)	Карбонатная (известняково-доломитовая)	Неритическая кремнисто-глинистая фосфоритоносная
Ранняя (трансгрессивная)	Песчано-глинистая или кварцево-песчаная с глауконитом	Карбонатно-терригенная с фацией черных глин	Пестроцветная глинистая с магнезиальными силикатами
	Паралическая угленосная (прибрежных равнин)	Красноцветная — эвапоритовая лагунного (карабогазского) типа	Паралическая угленосная (зрелого рифта)
Начальная (эмерсивная)	Озерно-аллювиальная сероцветная с каолинитом, углями; красноцветная с бокситами	Пустынно-озерная красно- или пестроцветная с карбонатами и сульфатами	Континентальная обломочная (молодых рифтовых зон)

ня океана или замкнутого водоема (местного базиса эрозии); 4) состав пород* и характер их выветривания (последний зависит от 2) в области сноса; 5) интенсивность и характер вулканизма в области сноса (размер привноса вулканогенного материала и его состав). Чередование пород в составе формации (однопородные формации встречаются как исключение) зависит от периодического изменения факторов 1, 3 и 5, т. е. от изменения соотношения скорости поднятия в области размыва и скорости погружения в области накопления, эвстатических колебаний уровня океана или замкнутого водоема, вариаций в интенсивности вулканизма. В определенных условиях существенную роль могут играть дополнительные факторы, в частности периодическое поступление мате-

* Петрофонд, по И. В. Хворовой.

осадочных формаций (геогенераций)

формации			
континентов	Активных окраин континентов		Океанических бассейнов
кратонные опускания — синклинали	континентальный склон — подножье — окраинные моря; мезогеосинклинали, позже передовые прогибы	окраинные моря — островные дуги — желоба — эвгеосинклинали, позже передовые прогибы	
аридная зона			
	Верхняя, континентальная, грубая моласса	Верхняя, континентальная грубая моласса	
		Вулканогенная моласса	
	Нижняя, морская моласса с эвксинской	Нижняя, морская тонкая моласса	
	Терригенный флиш	Терригенный флиш	Гемипелагическая терригенно-глинистая
Неритическая карбонатная (кокколитофоридовая и фораминиферовая) с фацией барьерных рифов	Карбонатный флиш	Карбонатный флиш	Пелагическая глинистая и кремнисто-глинистая (абиссальных котловин)
Битуминозная песчано-глинистая с фацией черных глин и терригенно-карбонатная	Терригенный флиш	Терригенный флиш	Пелагических известняков и известковых турбидитов срединных хребтов и поднятий в пределах талассопленов
Эвапоритовая (зрелого рифта) — красноморского типа	Сланцево-граувакковая (аспидная)		Эдафогенная (рифтовых зон); Металлоносная (эксгаляционная) рифтовых зон

риала с шельфа благодаря деятельности мутьевых потоков, нередко стимулируемой сейсмическими толчками (или перегрузкой шельфа осадками), или изменение циркуляции донных течений.

Общее распределение формаций по поверхности земли определяется тем или иным сочетанием тектонической (и зависящей от нее оро-батиметрической) зональности с климатической зональностью, причем вторая создает в пределах континентов и отчасти океанов как бы общий фон (отсюда термин «фоновые ассоциации» В. М. Цейслера [2]), детали на котором уже определяются тектоникой, создающей более дробную зональность.

Классификация формаций проводится прежде всего по основным структурным элементам (геоструктурным зонам) земной коры и по стадиям их развития

в пределах тектонического цикла. Формации последовательных стадий развития одной и той же геоструктурной зоны образуют вертикальные формационные ряды, а отвечающие одной и той же стадии формации разных геоструктурных зон — латеральные формационные ряды. Латеральные ряды могут быть развернуты на формационных картах и вместе с вертикальными изображены на формационных профилях. Еще одним классификационным признаком служит климатический режим (аридный, гумидный, нивальный), имеющий, однако, основное значение для континентальных и мелководных формаций.

Классификация по четырем признакам (тектонический режим, физико-географическая обстановка, климатический режим, стадии развития) дана в табл. 35-1. Однако группировка формаций может производиться и по другим признакам, или при придании преобладающего значения не тектонике, а физико-географической обстановке или климату с разделением их, например, на континентальные, лагунные, морские, океанские или сероцветные, красноцветные и т. д.

Вслед за Н. С. Шатским среди терригенных формаций полезно особо выделять аллохтонные (лучше аллотигенные), образованные за счет обломочного материала, поступившего из иной по тектонической природе области, чем область накопления, — например, из орогена на платформу (красноцветная континентальиая формация верхней перми — нижнего триаса востока Русской плиты), с континента в пределы океанского ложа (меловая формация черных глин Атлантического и Индийского океанов).

Совершенно особое направление в изучении осадочных формаций составляет выделение и классификация формаций, содержащих промышленные концентрации определенных видов осадочных полезных ископаемых. Начало этому важному направлению было положено Н. С. Шатским. В этом аспекте в СССР изучены угленосные (Г. Ф. Крашенинников, П. П. Тимофеев), соленосные, фосфоритоносные (Н. С. Шатский), железорудные (Г. С. Момджи), нефтеносные и некоторые другие формации. У нас в стране проводится изучение формаций в инженерно-геологическом аспекте, для целей инженерно-геологического районирования территорий, составлены соответствующие карты.

Последовательность операций при изучении формаций следующая. Прежде всего в разрезе производится выделение толщ пород, отличающихся по литологическому составу и более или менее четко отделенных друг от друга поверхностями относительно резкой смены пород, а довольно часто — стратиграфического перерыва или несогласия. Затем изучается набор основных и второстепенных пород, слагающих формацию (парагенетический анализ). Одновременно рассматриваются закономерности в чередовании пород, т. е. цикличность строения формации, с установлением последовательности пород в вертикальном разрезе и средней мощности циклитов (литолого-циклический анализ).

Третья операция заключается в выяснении фациальной природы, условий образования каждого из основных и второстепенных типов пород, слагающих формацию, и их сочетания в разрезе (фациально-циклический анализ), т. е. генетических типов отложений, а также в установлении общей физико-географической обстановки, типа ландшафта и, в частности, климатической зоны, в пределах которой происходило накопление формации.

Наконец, четвертая фаза формационного анализа предусматривает опреде-

ление тектонического режима времени и места образования формации, т. е. ее соответствия той или иной стадии развития одной из основных структурных зон земной коры (формационно-тектонический анализ). При этом одним из наиболее характерных параметров формации является скорость накопления слагающих ее осадков, измеряемая метрами в миллион лет.

Как в третью, так и особенно в четвертую фазу необходимым элементом исследования становится изучение латеральных (топологических, хорологических) и вертикальных (исторических, хронологических) соотношений данной формации со смежными формациями, ее положения в их латеральном и вертикальном рядах. Без такого анализа практически невозможно правильное понимание ландшафтной и тектонической природы рассматриваемой формации. И только после завершения всего намеченного цикла исследований можно говорить об осадочной формации как о генетической единице высшего ранга, как о геогенерации — термин Н. Б. Вассоевича (см. гл. 34 [1]).

Масштабность (размерность) формации понимается исследователями по-разному, и в качестве формаций выделяются сочетания пород (фаций) разного объема. Однако если подходить к выделению формаций с позиций предложенного выше определения, включающего соответствие определенной стадии развития одной из основных геоструктурных зон земной коры, формации должны представлять собой достаточно крупные толщи осадочных пород, накопившиеся в течение нескольких десятков миллионов лет. Отсюда следует, что по своему стратиграфическому объему формации должны отвечать скорее сериям, чем отдельным свитам (например, майкопская серия Кавказа), а по мощности измеряться тысячами метров в геосинклиналях и многими сотнями метров на платформах. При таком объеме не обязательно, чтобы формация во всем своем сечении по вертикали и по горизонтали сохраняла все типоморфоные особенности состава и строения. К примеру, во флишевой формации общей мощностью в несколько тысяч метров на разных уровнях могут присутствовать пачки (свиты) иногда мощностью в первые сотни метров не вполне флишевого или даже нефлишевого типа. Как правило, такие пачки напоминают либо отложения предыдущей формации, отражая как бы возврат к условиям образования последней, либо предвосхищают появление следующей в вертикальном ряду формации, или, с другой стороны, представляют результат вклинивания образований смежной по латерали формации (например, мощные пачки песчаников, пелагических известняков или глин во флише). Необходимо иметь в виду, что закон Головкинского — Иностранцева — Вальтера о соотношении вертикальной и латеральной последовательности фаций распространяется и на формации.

При выделении формаций в качестве достаточно крупных подразделений разреза необходимо их разделение на более мелкие и более однородные фациально-породные комплексы — подформации или субформации (или градации). Некоторые исследователи рассматривают в качестве формаций именно такие комплексы, относя более крупные комплексы к более высокому разряду надформаций. С обоснованной здесь точки зрения надформации объединяют формации смежных стадий развития геосинклиналей или других эквивалентных по рангу структурных элементов земной коры. Так, выделяется молассовая надформация, отвечающая орогенному этапу развития; она подразделяется на нижнюю (морскую) и верхнюю (континентальную) молассовые формации; в свою очередь, в нижней молассе можно выделить существенно песчаную прибрежную, глинистую бассейновую, битуминозно-глинистую (эвксин-

скую), соленосную (эвапоритовую) субформации. Субформации образуют внутри формаций закономерные латеральные ряды.

Осадочные формации нередко находятся также в закономерном сочетании с вулканогенными, а иногда и интрузивными формациями, образуя осадочно-вулканогенные формации, или ассоциации формаций. Так, широко распространенным является сочетание спилито-кератофировой и диабазовой формаций со сланцевой (аспидной); островодужной андезитовой формации с флишевой («туфогенный флиш»); орогенной, андезит-липаритовой формации с верхней молассой («вулканогенная моласса»). Офиолитовые ассоциации представляют пример сочетания интрузивной (перидотиты, габбро, диабазы), вулканической (толеитовые базальты) и пелагических осадочных — металлоносной, карбонатной и кремнистой (радиоляритовой) — формаций срединно-океанских хребтов и их эквивалентов в краевых морях.

Циклически повторяющиеся вертикальные ряды неметаморфизованных осадочных формаций орогенных, платформенных (внутриконтинентальных), миогеосинклинальных (окраинно-континентальных), океанских и соответствующие формационные комплексы — платформенные, орогенные и т. п. образуют своим латеральным сочетанием осадочную оболочку Земли, в то время как метаморфизованные, в той или иной степени, геосинклинальные формации (комплексы формаций) относятся обычно уже к гранитно-метаморфическому слою консолидированной коры*. Таким образом, формационные подразделения занимают несколько уровней в иерархической последовательности: горные породы (фации) — семейства горных пород (генетические типы) — субформации (градации) — формации — надформации — формационные ряды — формационные комплексы — оболочки Земли. В качестве общего наименования для всех ассоциаций осадочных образований от генетического типа до формационного в только что изложенной иерархии Н. Б. Вассоевич и В. В. Меннер (см. гл. 34 [3]) предложили термин «литóма».

Осадочные формации представляют геоисторическую категорию — начало их образования относится к раннему архею (около 4 млрд. лет назад), а отдельные их типы появлялись и исчезали на определенных рубежах истории Земли. Так, джеспилитовые формации «вымерли» к позднему докембрию, а их состав в раннем протерозое отличается от состава, характерного для архея. Соленосные формации, напротив, только появились в конце докембрия, а формация писчего мела и мелоподобных мергелей — лишь в позднем мезозое.

Теоретическое значение изучения осадочных формаций заключается в восстановлении по ним древней тектонической и климатической, а также ландшафтной зональностей, а **практическое** основано на приуроченности отдельных видов осадочных полезных ископаемых к определенным типам формаций. При этом большинство, если не все полезные ископаемые являются не моно-, а полиформационными. Именно поэтому приходится говорить о выделении не одной, а нескольких угленосных, а также железорудных, фосфоритоносных и других минерагенических формаций.

Рассмотрим краткие характеристики некоторых основных типов осадочных формаций, наблюдаемых в пределах современных континентов.

---

* Регионально-метаморфизованные осадочные формации, составляющие один из классов метаморфических формаций, должны выделяться в соответствии с первичным составом и условиями образования пород плюс характер метаморфических преобразований («фация» метаморфизма).

Геосинклинальные формации. Общими чертами являются: 1) полосовидное распространение при значительной, часто более 1000 км, протяженности и небольшой (десятки, реже более 100 км) ширине; 2) большая мощность — тысячи метров, отвечающая значительной скорости накопления (десятки, первые сотни метров в миллион лет); 3) литологическая выдержанность пачек циклитов и даже отдельных пластов по простиранию; 4) преимущественно глубоководная обстановка накопления в бассейнах нормальной солености; 5) небольшая роль грубообломочных пород; 6) существенная роль подводных оползневых и обвальных образований и текстур в алевро-песчаных породах; 7) скудость остатков макрофауны, нередко присутствие растительного детритуса; 8) нередкая примесь вулканокластического и пеплового материала; 9) высокая степень катагенетических изменений (литификации), вплоть до начального метаморфизма.

Типичными представителями геосинклинальных формаций являются сланцевая, граувакковая, кремнистая, флишевая и пелагических известняков.

С л а н ц е в а я (а с п и д н а я) ф о р м а ц и я. Основные породы: 1) глинистые породы, с вариациями по степени изменений от аргиллитов до аспидных сланцев и филлитов, темно-серые до черных за счет углеродистого вещества и тонкорассеянного сульфида железа, нередко с конкрециями сидеритов и анкеритов; 2) песчаники и алевролиты, от кварцевых в случае сноса с кратона до граувакковых при сносе с более древних сооружений того же геосинклинального пояса. Второстепенные породы: 1) межформационные конгломераты и брекчии из продуктов размыва пород той же формации; 2) олистолиты известняков мелководного, в том числе рифового происхождения. Характер чередования: чаще отдельными пачками, реже тонкое ленточное чередование флишоидного типа или циклическое вполне флишевого типа, в целом с общим преобладанием глинистых пород. Форма тела — как и у других геосинклинальных формаций (см. выше). Латеральные связи с паралической угленосной (в сторону платформы) и спилит-кератофировой или порфиритовой (в противоположную сторону) формациями. Вверх по разрезу сменяется флишевой формацией. Часто в парагенезе с вулканогенной спилит-кератофировой и интрузивной (силлы, дайки) диабазовой формациями. Физико-географическая и тектоническая обстановка накопления: континентальный склон и подножье, а также ложе окраинных морей в гумидном поясе на раннегеосинклинальной стадии развития. Полезные ископаемые: колчеданные эксгаляционно-осадочные месторождения меди, цинка, свинца, аспидные сланцы.

Г р а у в а к к о в а я ф о р м а ц и я* отличается от сланцевой преобладанием граувакк, благодаря размыву периферических горных сооружений или внутренних островодужных поднятий, возникших на предыдущем этапе развития данного геосинклинального пояса.

К р е м н и с т а я ф о р м а ц и я. Основные породы: силициты хемо- и биогенного (радиоляриты) происхождения. Второстепенные породы: 1) лавы основного и среднего состава, вулканокластические и пепловые образования; 2) пелагические известняки; 3) глинистые породы; 4) граувакковые песчаники с градационной текстурой. Характер чередования: мощные пачки слоистых силицитов с прослоями и подчиненными пакетами других пород (см. выше). Форма тела — как и у остальных геосинклинальных формаций (см. выше). Латеральные связи со спилит-кератофировой и сланцевой формациями; вверх по разрезу сменяется

* Может рассматриваться и как субформация сланцевой формации.

флишем или пелагическими известняками. Часто в парагенезе со спилит-кератофировой формацией. Физико-географическая и тектоническая обстановка образования — ложе окраинных морей в тылу молодых энсиматических островных дуг на раннегеосинклинальной стадии развития. Полезные ископаемые — руды марганца, ванадия и др.

Флишевая формация. Основные породы: 1) гравелиты-песчаники, алевролиты с градационной текстурой — турбидиты; 2) бескарбонатные аргиллиты; в карбонатном флише к ним добавляются 3) известняковые турбидиты (калькарениты), 4) пелагические известняки; 5) мергели; 6) карбонатные глины. Второстепенные породы: 1) олистостромы и отдельные олистолиты мелководных, в том числе рифтовых известняков, а также экзотических пород; 2) конгломераты; 3) бентониты; 4) силициты. Запрещенные породы: 1) гипсы, соли; 2), угли; их появление указывает на переход к молассе. Характер чередования: типична мелкая правильная асимметричная цикличность; циклы дециметровой мощности, реже более 1 м. Встречаются отдельные песчаниковые, глинистые или известняково-мергельные (в карбонатном флише) пачки. Латеральные связи с островодужной андезитовой (порфиритовой) и пелагической известняковой формациями. Карбонатный флиш может находиться в парагенезе с последней формацией, терригенный — со сланцевой. Физико-географическая и тектоническая обстановка накопления — континентальное подножье (характерен кварцевый состав алевропсаммитов), прогибы в тылу островных дуг, глубоководные желоба (характерен полимиктовый состав алевро-псаммитов, примесь вулканокластического и пеплового материала, нередко офиолитовый детритус); образуется в позднегеосинклинальную стадию (в условиях континентального подножья в более широком временном диапазоне). Полезные ископаемые: нефть и газ, цементное сырье (карбонатный флиш).

Субформации: 1) грубый, или дикий флиш (Wildflysch) с преобладанием конгломератов из экзотических пород или олистостромов; 2) песчаный (проксимальный) флиш — с преобладанием псаммитов и участием псефитов; 3) глинистый (дистальный) флиш с преобладанием пелитов (2 и 3 составляют терригенный флиш); 4) карбонатный флиш — с постоянным участием в составе циклитов карбонатных пород; 5) туфогенный флиш — с участием пирокластического материала в псаммитах и развитием бентонитов в кровле циклитов.

Пелагическая известняковая формация. Основные породы: 1) микрозернистые (пелитоморфные) известняки, нередко кремнистые, с фауной планктонных фораминифер или радиолярий; 2) глинистые известняки или мергели. Второстепенные породы: 1) силициты; 2) известняковые турбидиты; 3) аргиллиты. Характер чередования: относительно тонкое, нередко правильное чередование более менее глинистых разностей или последовательность тонких (сантиметровых, реже первые дециметры) пластов известняков, разделенных глинистыми примазками по плоскостям наслоения. Форма тела — как у всех геосинклинальных формаций. Латеральные связи и парагенез — с карбонатным флишем. Физико-географическая и тектоническая обстановка накопления: центральные части впадин окраинных морей тропической и субтропической зон в ранне- и позднегеосинклинальные стадии развития. Полезные ископаемые: цементное сырье.

Кроме перечисленных формаций, во внешних зонах геосинклиналей (миогеосинклиналях) в основании разреза встречается эвапоритовая формация, описываемая ниже среди платформенных формаций.

Орогенные формации. Общими чертами орогенных формаций являются: 1) широкое распространение, вплоть до преобладания крупно- и грубообломочных пород; 2) возникших в широком диапазоне физико-географических обстановок — от относительно глубоководноморских до наземных при постепенном обмелении бассейнов осадконакопления и нарастании высоты смежных горных сооружений — основных областей сноса; 3) избыточная компенсация погружения накоплением осадков; 4) большие мощности — тысячи метров, максимальные скорости накопления (сотни метров в миллион лет); 5) ограниченные площади распространения; 6) невысокая степень литификации, убывающая вверх по разрезу.

Выделяются два основных типа орогенных осадочных формаций — нижняя и верхняя моласса, с рядом субформаций.

Нижняя молассовая формация. Основные породы: 1) песчаники, полимиктовые (снос с горного сооружения) или кварцевые (снос с платформы), часто известковистые, нередко косослойчатые; 2) глины, обычно известковистые, нередко с обильной неритовой донной фауной, а алевропесчаники с остатками флоры или растительным детритусом; 3) темные битуминозные неизвестковистые; реже известковистые глины и мергели (эвксинский тип), лишенные донной фауны, нередко с конкрециями сидеритов или анкеритов. Второстепенные породы: 1) конгломераты; 2) олистостромы, олистолиты, олистоплаки; 3) известняки-ракушечники; 4) морские диатомиты; 5) гипсы, соли; 6) угли. Характер чередования: пластами метровой или пачками десятиметровой мощности. Форма тела — см. выше. Окраска — сероцветная, реже пестро- и красноцветная (в жарком климате). Латеральные связи — с платформенными известняковой или песчаной формациями. Подстилается обычно флишем (чаще согласно), выше по разрезу сменяется верхней молассой (постепенно — в осевой части краевых и тыльных прогибов и на внешнем борту первых, несогласно — на их внутреннем борту). Физико-географическая и тектоническая обстановка накопления: морские бассейны уменьшающие со временем глубины и площади, постепенно утрачивающие связь с океаном, приуроченные к прогибам — краевым и тыльным и внутренним (наложенным) впадинам раннеорогенной стадии развития. Полезные ископаемые: нефть, газ, уголь, соли, медь (в песчаниках), уран.

Субформации: 1) эвксинская — темные битуминозные глины и мергели с подчиненными пачками алевропесчаников: 2) паралическая угленосная моласса — песчаники, глины, угли и возможны органогенные известняки в строгом цикличном чередовании; 3) лимническая угленосная — песчаники, глины, угли, в цикличном чередовании, иногда конгломераты; 4) ракушняковая — известняки-ракушечники при подчиненном участии песчаников и глин; образуется в условиях ослабления сноса обломочного материала; 5) соленосная моласса — гипсы, ангидриты, каменная и калийные соли, глины — характерна для аридных зон.

Верхняя молассовая формация. Основные породы: 1) конгломераты, обычно полимиктовые, возможно известковистые; 2) гравелиты, песчаники, алевролиты, также обычно полимиктовые, иногда известковистые, косослойчатые; 3) глины, часто известковистые. Второстепенные породы: 1) известняки-ракушечники, отражающие ингрессии моря или имеющие озерное происхождение; 2) угли; 3) гипсы, соли; 4) моренные образования. Органические остатки, скудные, пресноводные моллюски, харофиты, кости позвоночных. Характер чередования: обычно крупными, десятиметровыми пачками, иногда сплошными

толщами мощностью сотни метров. Форма тел — см. выше. Латеральные связи с платформенными формациями — континентальной песчаной и покровно-ледниковой и с орогенной базальт-андезит-липаритовой (порфировой) формацией, нередко в парагенезе с последней. Залегает обычно на нижней молассе, согласно или несогласно, завершая формационный ряд. Физико-географическая и тектоническая обстаиовка образования: подгорные и межгорные аллювиально-озерные равнины, включая конусы выноса (наземные дельты) в пределах передовых (предгорных) и межгорных прогибов и внутренних (наложенных) впадин позднеорогенной стадии развития. Полезные ископаемые: уголь, нефть, газ, соли.

Субформации: 1) лимническая угленосная — конгломераты (галечники), песчаники (пески), глины, угли; 2) флювиогляциальная — галечники, пески, суглинки.

Платформенные формации. Главные особенности платформенных формаций следующие: 1) крайияя редкость грубообломочных пород; 2) преобладание континентальных, лагунных прибрежно- и мелководноморских фаций (глубины моря до 50—100 м); 3) невыдержанность, пестрота литологического состава и фациальных особенностей континентальных формаций, цикличность морских; 4) низкая скорость накопления осадков (метры, первые десятки метров за миллион лет); 5) плащеобразная (плитообразная) форма залегания — большая площадь распространения при небольшой мощности; 6) низкая степень литификации даже для древних отложений.

Количество платформенных формаций значительно, тем более что на их облик весьма существенно влияют климатические условия. Поэтому приходится выделять два параллельных ряда формаций — аридный и гумидный (см. табл. 35-1). В предлагаемой ниже характеристике приводятся сначала формации аридного ряда, а затем указываются отличия их гумидных гомологов. Приходится учитывать также, что вследствие симметричного строення платформенных формационных рядов сходные формации повторяются дважды — сначала в трансгрессивном гемицикле, затем в регрессивном. Поэтому достаточно охарактеризовать их трансгрессивный вариант.

Континентальная обломочная формация (аридная базальная). Основные породы: 1) пески (песчаники), алевриты (алевролиты) кварцевые; 2) глины известковистые, пестро- или красноцветные. Второстепенные породы: 1) конгломераты (редки), гравелиты; 2) мергели, глинистые известняки, доломиты, часто комковатые; 3) гипсы. Органические остатки — редкие остатки фауны солоноватых лагун и озер. Характер чередования: неупорядоченный, залегание пород нередко линзовидное, иногда наблюдается правильная цикличность. Форма тела — см. выше. Окраска: пестро- или красноцветная. Латеральные связи — с эвапоритовой формацией. Залегает с размывом на образованиях предыдущих этапов (циклов) развития платформы; переходит вверх в эвапоритовую формацию или непосредственно в известково-доломитовую. Физико-географическая и тектоническая обстановка накопления: в жарком сухом климате на равнинах с временными водостоками и пересыхающими озерами или в лагунах или во внутриматериковых водоемах в начальную стадию тектонического цикла. Полезные ископаемые: медь в песчаниках и глинах, уран.

Континентальная обломочная формация (гумидная, базальная). Основные породы: 1) пески, песчанники, алевролиты кварцевые, аркозовые косослойчатые; 2) глины, обычно неизвестковистые, каолинитового состава. Второстепенные породы: 1) конгломераты, гравелиты; 2) известияки-раку-

шечники (озерные); 3) угли; 4) конкреции пирита и сидерита. Органические остатки: растительные отпечатки и детрнтус, редко пресноводные моллюски и рыбы. Характер чередования: неупорядоченный, залегание пород линзовидное, реже наблюдается правильная цикличность. Форма тела — см. выше. Окраска: серая, реже пестрая. Латеральные связи (парагенез) — с паралической угленосной формацией. Залегает с размывом на образованиях предыдущего цикла; сменяется вверх по разрезу паралической угленосной или морской трансгрессивной формациями. Фнзико-географическая и тектоническая обстановка накопления: внутриматериковые пресноводные водоемы, дельты, речные поймы и русла, приморские низменности, в начальную стадию тектонического цикла. Полезные ископаемые: бокситы, оолитовые железные руды, каолиновые глины, редкометально-титановые россыпи.

Лагунная красноцветная эвапоритовая формация. Основные породы: 1) пески (песчаники), алевриты (алевролиты) кварцевые косослойчатые белые, розовые; 2) глины, аргиллиты карбонатные пестро- или красноцветные; 3) доломиты; 4) гипсы, ангидриты; 5) каменная соль. Второстепенные породы: 1) известняки; 2) мергели; 3) калийные соли. Органические остатки редки, представлены солоноватоводными формами. Окраска: пестрая, красная. Форма тела — см. выше. Латеральные связи с континентальной обломочной формацией (аридной). Подстилается последней или непосредственно залегает на образованиях предшествующего цикла, вверх переходит в карбонатную формацию. Физико-географическая и тектоническая обстановка накопления: образуется в условиях жаркого сухого климата во внутриматериковых водоемах повышенной солености в раннюю стадию тектонического цикла. Достигает максимальной мощности в авлакогенах и краевых синеклизах. Полезные ископаемые: гипс, ангидрит, каменная соль, калийные соли.

Субформации: 1) лагунная красноцветная песчано-глинистая; 2) галогенная, обособляющаяся наиболее четко в авлакогенах и краевых синеклизах.

Паралическая угленосная формация. Основные породы: 1) песчаники, алевролиты кварцевые; 2) аргиллиты; 3) угли. Второстепенные породы: известняки органогенно-обломочные. Характер чередования: часто правильная асимметричная цикличность. Органические остатки: обильная нормально морская донная фауна в известняках, в песчаниках и аргиллитах — отпечатки флоры и пресноводная фауна. Окраска: сероцветная. Форма тела — см. выше. Латеральные связи — с гумидной континентальной и трансгрессивной морской терригенной формациями. Сменяет первую, и в свою очередь сменяется второй, но может залегать непосредственно на образованиях, предшествующих данному тектоническому циклу. Физико-географическая и тектоническая обстановки накопления: в условиях влажного жаркого и умеренного климата на прибрежных равнинах, временами затопляемых морем, в начале или середине ранней стадии тектонического цикла. Полезные ископаемые: угли, железные руды.

Морская (эпиконтинентальная) трансгрессивная песчано-глинистая формация. Основные породы: 1) песчаники (пески) и алевролиты (алевриты) кварцевые с глауконитом; 2) аргиллиты (глины) серые, темно-серые, часто с пиритом. Второстепенные породы: 1) конгломераты, гравелиты; 2) мергели, известняки; 3) опоки. Характер чередования: тонкое переслаивание, чаще крупными пачками. Органические остатки: мелководная фауна нормальной солености. Окраска: сероцветная (в гумидном климате), пестроцветная (в аридном). Форма тела — см. выше. Латеральные связи — с параличе-

ской угленосной или гумидной континентальной формациями. Залегает иногда непосредственно в основании формационного ряда, в других случаях — на паралической угленосной или континентальной обломочной формациях. Сменяется карбонатной формацией. Физико-географическая и тектоническая обстановки накопления: мелкое открытое море, влажный или сухой (см. выше) климат, конец ранней стадии цикла. Полезные ископаемые: желваковые фосфориты, оолитовые железные руды, горючие сланцы.

Субформации: 1) глауконитово-кварцевая, 2) битуминозно-сланцевая.

Морская (эпиконтинентальная) мергельно-известняковая формация. Основные породы: 1) известняки слоистые (плитчатые органогенно-обломочные или водорослевые светлые; 2) мергели. Второстепенные породы: 1) рифогенные известняки; 2) битуминозные глинистые известняки; 3) известковистые глины (аргиллиты); 4) известковистые песчаники, алевролиты. Характер чередования: обычно четко слоистая толща с пластами мощностью 0,1 м, разделенными глинистыми примазками.

Органические остатки: нередко обильная донная фауна, известковый планктон, водоросли. Окраска — светлая. Форма тела — см. выше. Латеральные связи — с глауконитово-кварцевой субформацией песчано-глинистой формации, которую она сменяет и которой сменяется в разрезе. Физико-географическая и тектоническая обстановки накопления: обширное, открытое, относительно глубокое в центральной части эпиконтинентальное море; теплый, влажный климат; средняя стадия тектонического цикла (максимум трансгрессии). Полезные ископаемые: нефть, газ, цементное сырье.

Субформации: 1) мергельно-меловая (преимущественно писчий мел); 2) битуминозная (доманиковая) — битуминозные известняки, мергели, кремнисто-глинисто-известковые сланцы; обе относительно глубоководные (до 300 м); 3) рифогенная, по периферии глубоководных участков с доманиковыми литофациями; 4) глинисто-карбонатная, с заметным участием глинистых пород (иногда выделяется в качестве самостоятельной формации).

Морская (эпиконтинентальная) известково-доломитовая формация. Основные породы: 1) известняки слоистые органогенно-обломочные, оолитовые, водорослевые; 2) доломиты; 3) глинистые доломиты, доломитовые мергели. Второстепенные породы: 1) гипсы, ангидриты; 2) известковистые песчаники, алевролиты; 3) известковистые глины (аргиллиты). Характер чередования: нередко правильно циклический. Органические остатки: донная фауна, менее обильная, чем в предыдущей формации. Окраска: светлая (желтоватая, розоватая). Латеральные связи — с красноцветной эвапоритовой формацией, которая ее обычно подстилает и перекрывает. Физико-географическая и тектоническая обстановки накопления: обширное мелкое эпиконтинентальное море нормальной или несколько повышенной солености в условиях жаркого, сухого климата в среднюю стадию тектонического цикла. Полезные ископаемые: нефть, газ, стройматериалы.

Субформации: 1) глинисто-карбонатная; 2) сульфатно-карбонатная; 3) рифогенная.

Океанские формации. Здесь будут кратко рассмотрены основные осадочные формации открытого океана, так как формации переходной зоны от континента к океану фактически рассматривались уже выше в составе платформенных (пассивные окраины) или геосинклинальных (активные окраины) формаций. Общие черты океанских формаций следующие: 1) весьма ограниченное участие или

полное отсутствие в составе отложений собственно терригенного материала континентального происхождения; 2) глубоководные условия накопления (более 2 км); 3) крайне низкая скорость накопления (метры в миллион лет) и, соответственно, мощность формаций (максимум первые сотни метров) при очень большой площади распространения; 4) также очень низкая степень литификации.

Тектоно-вулканокластическая (эдафогенная) формация. Состоит из брекчий основных и ультраосновных пород океанской коры первнчно тектонического происхождения переотложенных гравитацией на склонах и дне рифтовых ущелий срединных хребтов, а также впадин вдоль трансформных поперечных разломов. Кроме брекчий, в состав формации входят турбидиты того же состава; встречаются карбонатные турбидиты. Распространение и мощность иезначительны; последняя составляет не более десятков метров. Залегает в отдельных «карманах» в основании разреза осадочного слоя; перекрывается другими формациями срединных хребтов (см. ниже).

Железисто-глинистая (металлоносная) формация сложена пелагическими глннами, заметно обогащенными гидроокисями железа и марганца с примесью сульфидов меди, свинца и цинка гидротермального происхождения, а также некоторых других тяжелых металлов — продуктов соосаждедения и сорбции гидроокисями железа и марганца из придонной океанской воды (Ю. А. Богданов). Иногда замещается железисто-карбонатной формацией. Образуется в осевых зонах срединно-океанских хребтов. Залегает в основании осадочного слоя океанов, мощность не превышает нескольких десятков метров.

Карбонатно-турбидитная формация. Образована карбонатными турбидитами из раковин фораминифер и кокколитофорид, нередко с прослоями и примесью обломочного материала базит-гипербазитового состава. Встречаются прослои кремнистых осадков биогенного происхождения. Мощность циклитов — дециметры или первые метры. Развита в «карманах» пригребневой части срединно-океанских хребтов, где достигает мощности в десятки н нередко сотни метров. Связана латеральными переходами с тектоно-вулканокластической и металлоносной формациями.

Пелагическая карбонатная формация выстилает дно глубоководных котловин мощностью от сотен метров до 1,5 км. Основной компонентой формации — кокколито-фораминиферовые осадки, отлагающиеся на глубинах, не превышающих уровня компенсации карбонатонакопления растворением (в современную эпоху около 4,5 км). В подчиненном количестве и не повсеместно встречаются прослои кремнистых, диатомово-радиоляриевых осадков, в связи с чем целесообразно выделять кремнисто-карбонатную субформацию (или самостоятельную формацию). В качестве другой субформации (или опять же самостоятельной формации) выделяется рифовая коралло-водорослевая субформация, покрывающая вершины внутриплитных подводных хребтов и гийотов мощностью до 1—1,5 км.

Пелагическая глинистая формация. В прошлом осадки этой формации, накапливающиеся исключительно медленно (первые метры в миллион лет) на глубинах ниже уровня комплексации карбонатонакопления, описывались как «красные глубоководные глины». Точнее, это глубоко окисленные бескарбонатные глинистые и цеолитовые осадки с прослоями палагонитовых (базальтовых) туфов. Площадь распространения огромна, но прерывиста — формация

выклинивается на подводных холмах (вулканического происхождения), а ее мощность обычно не превышает первых сотен метров. Характерны частые перерывы в осадконакоплении, а также скопления железо-марганцевых конкреций. Латерально связана с кремнисто-глинистой (см. ниже) и пелагической карбонатной формациями. Сменяет последнюю вверх по разрезу и, в свою очередь, сменяется терригенно-глинистой (гемипелагической) формацией (см. ниже).

Пелагическая кремнисто-глинистая формация. Отличается от предыдущей условиями формирования. Мощность более значительная — многие сотни метров.

Терригенно-глинистая (гемипелагическая) формация. Образуется на периферии океана, в зоне поступления терригенного материала с континента, в основном против пассивных окраин за счет действия мутьевых потоков, но также в виде взвеси течениями и воздушным путем. Состоит из чередования глинистых осадков, причем глины терригенного происхождения с турбидитами. Встречаются прослои фораминиферовых илов — карбонатно-терригенно-глинистая субформация экваториальной зоны, диатомовых илов — кремнисто-терригенно-глинистая субформация умеренных и приполярных зон, вулканических пеплов и туфов — туфогенно-терригенно-глинистая субформация активных окраин.

В качестве субформации гемипелагической формации можно рассматривать еще субформацию черных глин, обогащенную органическим веществом в значительной степени наземно-растительного происхождения [1]. Площадь распространения значительная, мощность изменяется от первых сотен метров до 3 км вблизи континентов, скорость накопления — десятки метров в миллион лет. Залегает на пелагической глинистой формации и переходит в нее по латерали, в сторону центральной части океана. Последовательность океанских формаций от тектоно-вулканокластической и металлоносной до терригенноглинистой отражает сопряженный процесс удаления океанской коры от оси срединно-океанских хребтов — места ее рождения, погружения на все бóльшие глубины и приближения к континенту по мере разрастания океанского бассейна.

Заканчивая на этом перечень наиболее распространенных типов осадочных формаций и субформаций, следует иметь в виду, особенно при его использовании в качестве определителя, что конкретные (по выражению Н. П. Хераскова) формации, выделяемые в природе, почти никогда не отвечают по всем своим параметрам той обобщенной характеристике, которая была дана выше. Но в том и состоит значение формационного анализа, что вместо практически бесконечного множества разнообразных конкректных формаций он предусматривает выделение ограниченного числа формационных типов («абстрактных формаций» Н. П. Хераскова), каждый из которых имеет совершенно определенный историко-генетический смысл.

При рассмотрении смены формаций во времени, в вертикальном разрезе, выше предусматривалось, что формации определенного типа в формационном ряду, отвечающем крупным тектоническим циклам длительностью 150—200 млн. лет, могут повторяться не более чем дважды, и то только в симметрично построенных циклах континентальных платформ. На самом же деле крупные циклы очень часто усложняются более мелкими циклами, длительностью в 30—40 млн. лет, что особенно четко проявлено, например, в чехле Западно-Сибирской плиты, да и Русской и Среднесибирской плит тоже. Это, естествен-

но, приводит к многократному повторению близких по характеру формаций. Например, в трансгрессивной части цикла смена базальных континентальных или паралических формаций морскими еще не означает их полного исчезновения — они могут вновь появиться (и появляются) на более высоких уровнях. Точно так же среди карбонатных формаций середины цикла (максимум трансгрессии, инундационная фаза С. Бубнова) нередко появляются терригенные или даже паралические угленосные (нижнее визе Русской плиты) формации и т. п. Все это должно предостеречь от механического подхода к установленным в формационном анализе закономерностям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Типы* осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Наука, 1980, 304 с.

2. *Цейслер В. М.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., Наука, 1977, 152 с.

Часть VII
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Глава 36
ПРЕДМЕТ И ЗАДАЧИ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Палеогеография — геологическая наука о древних физико-географических условиях, существовавших на поверхности Земли, или, другими словами, — наука о ландшафтах прошлого и их развитии.

Иногда предлагается в палеогеографии различать две части: 1) общую, рассматривающую теоретические положения и методы науки, и 2) региональную, систематизирующую полученные результаты, в частности, в виде палеогеографических карт, т. е. конкретную географию для тех или иных районов и отрезков геологического времени [2].

Современный этап развития палеогеографии характеризуется тем, что быстрота накопления и особенно объем фактического материала, который необходимо использовать при палеогеографических реконструкциях, настолько велики, что составление палеогеографических карт для значительных территорий стало невозможным для одного исследователя. Так, в составлении «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» масштаба 1 : 7 500 000 (1967—1969 гг.) приняли участие сотни авторов.

Основными задачами палеогеографии являются выяснение физико-географических условий прошлого, особенно зон древнего осадконакопления, и реконструкция распространения по площади вещественных и генетических разностей осадков. По существу, палеогеография призвана на основании комплексного изучения горных пород выяснять физико-географические условия прошлого для того, чтобы на основе полученных данных можно было судить о вероятном распространении определенных осадочных пород и полезных ископаемых в недоступных для наблюдения участках земной коры.

Методологической основой реконструкций физико-географических обстановок прошлого является использование принципа актуализма, т. е. сравнительно-литологического метода, согласно которому выявление условий накопления ископаемых осадков должно базироваться на знании условий накопления сходных современных образований, с обязательным учетом фактора времени и преобразований осадочного материала при диагенезе и катагенезе.

В то же время вполне очевидно, что процессы осадконакопления, как и физико-географические условия, с ходом геологического времени испытывали необратимую эволюцию, особенно в связи с развитием биосферы. Недаром убедительные примеры недостаточности самого тщательного изучения современных географических обстановок для правильного понимания палеогеографии прошлых эпох приводятся рядом авторов [1].

Использование метода актуализма при палеогеографических реконструкциях затрудняется и тем, что современные осадки, в отличие от древних пород, еще не прошли даже стадии диагенеза, не говоря уже о последующих

стадиях изменения пород. Во время же диагенеза особенности осадков могут в очень сильной мере быть изменены.

Имеются данные о том, что при диагенезе дезинтеграция неустойчивых минералов в осадках может приводить к потере 20—40% песчаных зерен. Следовательно, даже структурные особенности современных и древних алеврито-песчаных отложений, образовавшихся в одинаковых условиях, могут существенно различаться между собой. Поэтому многие методы и приемы изучения древних отложений с целью выяснения условий их образования должны разрабатываться самостоятельно на древних же объектах. Разработка таких методов и приемов, внедрение их в широкое использование — одно из основных условий дальнейшего развития современной палеогеографии.

В связи с неполнотой геологической летописи при палеогеографических исследованиях могут быть реконструированы лишь наиболее общие, устойчиво существовавшие компоненты древних ландшафтов, притом лишь те, которые прямо или косвенно влияли на особенности древних осадков или нашли отражение в сохранившихся органических остатках. Поэтому в палеогеографии возможны лишь общие представления о древних ландшафтах.

Палеогеографические реконструкции возможны благодаря тому, что основные ландшафтообразующие факторы (климат, тектонический режим, органический мир) обладают определенной устойчивостью во времени и преемственностью в развитии.

Палеогеография тесно связана со многими геологическими науками (Палеогеография, палеоландшафты, 1977 г.), в частности, с литологией, учением о фациях, стратиграфией, геотектоникой и т. д. Неразрывная связь между палеогеографией и литологическими и фациальными исследованиями определяется тем, что на основе изучения осадочных пород можно судить об условиях их образования, без знания которых палеогеографические реконструкции не могут быть осуществлены. Однако эти исследования, в отличие от собственно литологических, производятся обязательно в пределах определенной площади. Без региональных исследований не может быть палеогеографии.

Палеогеографические реконструкции могут производиться лишь при достаточно дробном расчленении геологических разрезов и надежной корреляции их между собой. Это определяет очень тесную связь палеогеографии со стратиграфией. Существуют даже палеогеографические методы стратиграфического расчленения и корреляции разрезов. Необходимо помнить, что в связи с медленной эволюцией органического мира отложения, со стратиграфической точки зрения одновозрастные, в действительности могли образовываться не одновременно.

Связь палеогеографии с геотектоникой определяется влиянием тектонических движений на распределение зон осадконакопления и размыва и некоторые особенности условия осадконакопления. Много общих вопросов в этих науках возникло в связи с представлениями о тектонике плит и больших горизонтальных перемещениях участков земной коры, получившими в последние годы широкую популярность.

Палеография тесно связана и с географией, поскольку в ней используются учение о зональности географических ландшафтов, некоторые положения климатологии, особенности распределения крупных структурных элементов современного рельефа, закономерности, выявленные ландшафтоведением, и т. д.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верзилин Н. Н.* Методы палеогеографических исследований. Л., Недра, 1979. 247 с.

2. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

Глава 37

МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

§ 1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ОБЛАСТИ СНОСА

Под областью сноса принято понимать достаточно длительно существующую зону размыва, поставляющую обломочный и растворенный материал в область осадконакопления. Области сноса представляют собой обычно участки земной коры, испытывающие устойчивое поднятие. Они в настоящее время составляют лишь часть суши, поскольку в пределах последней всегда отмечаются различного размера площади, на которых происходят процессы не размыва, а накопления осадочного материала. Помимо этого, могут существовать и подводные области сноса. Тектонически приподнятые участки земной коры характеризуются преобладанием денудации над аккумуляцией отложений. Поэтому в таких условиях, из-за все увеличивающейся глубины эрозионного среза, в конечном счете подавляющая часть наземных осадков уничтожается. Вследствие последнего области устойчивого существования древней суши обычно и выступают при палеогеографических реконструкциях как единые области сноса.

Необходимым условием для заключения о существовании в каком-то районе в прошлом области сноса является отсутствие в нем отложений соответствующего возраста. Это необходимое, но не достаточное условие, поскольку образовавшиеся осадки могли быть уничтожены в более позднее время. Одним из основных приемов выяснения вопроса о том, представлял ли данный район отсутствия отложения в определенное время область сноса, является анализ общего плана расположения фациальных зон соответствующего возраста в непосредственной близости от этого района. Если границы этих зон отчетливо, под большими углами, секут контуры района отсутствия отложений данного возраста и, особенно, если одинаковые зоны выделяются с разных сторон района, можно полагать, что области сноса в интересующее нас время здесь не существовало. Напротив, если границы фациальных зон в какой-то мере повторяют очертания района отсутствия отложений и в направлении приближения к этому району отмечается определенная их смена, можно предполагать, что область сноса существовала.

При приближении к области сноса обычно происходит уменьшение мощностей осадочных комплексов, выклинивание стратиграфических горизонтов, увеличение следов перерывов и размывов. Наиболее же однозначным свидетельством местонахождения древней области сноса является трансгрессивное налегание все более молодых горизонтов на толщи, слагающие область сноса, особенно при наличии древних кор выветривания на породах области сноса.

Естественно, что если в одном из соседних обнажений изучаемый осадочный комплекс отсутствует, а непосредственно перекрывающий его горизонт

залегает на коре выветривания более древнего комплекса, то граница соответствующих древних областей сноса и осадконакопления должна проходить между этими пунктами. Если наличие коры выветривания в данном случае не принимать во внимание, то однозначный вывод о расположении границы области сноса нельзя было бы сделать, поскольку не был бы исключен вариант, что интересующие нас осадки первоначально отлагались по всей площади, но перед началом (или в начале) отложения перекрывающего комплекса частично были уничтожены (см. гл. 29 [2]).

Иногда для выяснения примерного расположения древней области сноса приходится использовать особенности изменения по площади количества и размерности обломочного материала. В общем случае в осадочных толщах при приближении к области сноса и общая их насыщенность обломочным материалом, и преобладающий размер обломков в них возрастают. Однако эту закономерность нередко могут нарушать некоторые локальные факторы: расположение дельт рек и островов (см. гл. 36 [2]), увеличение зернистости в зоне развития течений или деятельности мутьевых потоков. Кроме того, в случае весьма выровненной области сноса при приближении к ней может и не происходить увеличение роли и размерности обломочной составляющей отлагающихся осадков. Все это накладывает известные ограничения на использование указанного правила. Надежное применение его возможно лишь при проведении наблюдений в достаточно значительном количестве пунктов. В этом случае могут быть составлены схемы изменения роли обломочного материала (или какой-то его гранулометрической разности) по площади путем подсчета процентов его содержания в каждом разрезе, схемы изменения по площади среднего или максимального размера обломков в отложениях определенного возраста. Изменения таких параметров удобно показывать в виде изолиний.

Для выявления расположения древней области сноса большое значение имеет выяснение петрографического и минерального состава обломков пород в изучаемых отложениях. Если среди обломков имеются породы или минералы, характерные только для одной зоны современного отсутствия одновозрастных толщ, то, естественно, именно на месте этой зоны и располагалась соответствующая область сноса. Чем крупнее изученные обломки, тем надежнее результаты, поскольку в общем случае более крупные обломки переносятся на меньшее расстояние от области сноса. Кроме того, мелкие зерна, например алеврито-песчаной и гравийной размерности, могли неоднократно переотлагаться. Для решения вопроса о расположении области сноса используются данные по типоморфизму минералов, характеру включений в них.

Аналогичным образом в ряде случаев могут использоваться и данные о возрасте пород, из которых состоят обломки, если возраст толщ возможных областей сноса различается между собой. Такие данные можно получить, например, на основе изучения остатков микрофауны в известняковых гальках. Производятся реконструкции положения области сноса и путем изучения абсолютного возраста обломков полевых шпатов в алеврито-песчаных породах [9].

Хорошим показателем приближения к области сноса нередко является изменчивость по площади минерального состава глинистых минералов. Особенно отчетливо обычно проявляется в направлении приближения к области сноса увеличение роли каолинита и примеси свободного глинозема. Иногда считают типичным увеличение роли монтмориллонита по сравнению с гидрослюдой при удалении от областей сноса, однако в обстановке аридного кли-

мата и повышенной щелочности вод в прибрежных зонах водоемов может наблюдаться и обратная закономерность (см. гл. 36 [1]). Для выяснения относительной близости области сноса могут быть использованы особенности распределения и других глинистых минералов. Так, иногда высказываются соображения, что преобладание в составе глинистых минералов гидрослюд указывает на удаленность береговой линии, а хлорита — на ее близость. Показателем удаленности от области сноса иногда может быть и степень структурного совершенства определенного глинистого минерала, например, у каолинита в морских обстановках она уменьшается при удалении от берега.

Для палеогеографических реконструкций очень важно изучение текстурных особенностей пород, поскольку оно позволяет определять преобладающую направленность движения среды отложения осадочного материала. Недаром существует особое направление в палеогеографии — динамическая палеогеография. Использование текстурных особенностей для выяснения расположения областей сноса вызывается тем, что преобладающее движение осадочного материала происходит вниз по уклону общего склона, верхние части которого обычно принадлежат уже области сноса. Осадочный материал может в ряде случаев перемещаться течениями и вдоль берега, т. е. примерно параллельно границе области сноса.

Наибольший интерес представляют косослойчатые текстуры. Косые слойки всегда наклонены в направлении движения среды отложения осадка. Поэтому о преобладающем направлении движения среды судят по преобладающему наклону косых слойков. Для этого результаты массовых определений наклона косых слойков часто выражаются в виде остроугольных (обычно применяют в СССР) или сегментовидных (особенно принято в американских работах) роз-диаграмм, на которых длина луча пропорциональна количеству попавших в соответствующий класс замеров; либо в виде точек, нанесенных на полярные круговые диаграммы, радиусы-векторы которых соответствуют азимутам, а расстояние от центра — углу наклона косых слойков. Если породы дислоцированы, то перед построением диаграмм исправляют сделанные замеры за наклон пластов. Это обычно делают с помощью сетки Вульфа по методике, предложенной Н. Б. Вассоевичем и В. А. Гроссгеймом (см. гл. 36 [1, 2]).

Большое значение имеет и изучение ориентировки галек в конгломератах. Методы его довольно многообразны и часто включают определение ориентировки отдельных осей галек. Наиболее простым и надежным методом является определение азимута линии падения и угла наклона плоскости наибольшего сечения уплощенных галек с последующим нанесением (конечно, после исправления данных в случае нарушенного залегания пластов) результатов замеров в виде точек на полярные круговые диаграммы. Этот метод основан на том, что наибольшее сечение уплощенных галек обычно наклонено против течения, так как в таком положении они приобретают наилучшую устойчивость в потоке. Поскольку в прибрежно-бассейновых условиях гальки наклонены полого в сторону от берега, то естественно, что дельтовые условия отложения могут характеризоваться падением их в противоположные стороны. В последнем случае в среднем больший наклон имеют гальки, приобретшие ориентировку под влиянием речных течений, гальки же, подвергшиеся переотложению волнами бассейна, имеют пологие углы падения.

Естественно, что речной тип ориентировки (характеризующийся преобладанием относительно круто наклоненных примерно в одном направлении галек)

должен быть генетически связан постепенными переходами к дельтовым, а последний, в свою очередь, с бассейновыми типами. Более того, при относительно пологих углах наклона галек, отлагавшихся в низовьях рек, их диаграммы ориентировки могут быть очень сходны с бассейновыми. В таком случае правильное истолкование подобных диаграмм может быть произведено только при наличии других данных, например замеров ориентировки косой слойчатости. Преобладающее направление падения косых слойков, образующихся в прибрежных условиях, чаще всего совпадает с направлением наклона уплощенных галек, в речных же отложениях — противоположно ему. Поскольку ориентировка уплощенных галек обладает обычно большим разбросом значений, а в некоторых случаях даже возможно возникновение преобладающего наклона их по течению (при формировании движущихся галечных гряд и скатывании галек по их крутому склону), для определения преобладающего наклона галек необходимо производить массовые (по 50—100, а иногда и больше) замеры в каждом пункте наблюдений.

Иногда для суждения о направлении движения древних потоков производят изучение преобладающей ориентировки удлиненных кварцевых зерен, которые обычно располагаются параллельно течению, а иногда одновременно и с наклоном навстречу ему (подобно уплощенным галькам) под углом 10—30° (P. Potter, F. Pettijohn, 1977). Однако этот метод трудоемок и дает менее однозначные и надежные результаты, чем изучение ориентировки косой слойчатости и уплощенных галек.

Для выяснения направления общего палеосклона иногда значительным подспорьем служат данные по ориентировке разнообразных эрозионных врезов, промоин, следов размывов, направлению движения или распределению в плане подводных оползаний, ориентировке удлиненных органических остатков, направлениям крутых склонов несимметричных знаков ряби (N. Woodcock, 1979).

Судить о местоположении древней области сноса иногда можно по особенностям изменения по площади гранулометрического состава алеврито-песчаных пород, а также формы и характера поверхности слагающих их зерен [7]. Такая возможность обусловливается тем, что в общем случае средний размер зерен уменьшается по мере удаления от области сноса, улучшаются в том же направлении отсортированность материала, окатанность зерен, степень обработки их поверхности водой. Однако необходимо помнить, что все эти параметры в конкретных случаях могут в большой мере контролироваться иными, отличными от степени удаленности области сноса, факторами, например перемывом сформировавшихся в иных условиях более древних осадочных пород, воздействием вдоль берегового переноса, отложением материала из мутьевых потоков, ролью материала, принесенного ветром. Поэтому при использовании указанных особенностей всегда надо опираться на массовые анализы, притом характеризующие с достаточной детальностью в той или иной мере обширные площади развития изучаемых отложений. В противном случае можно прийти к ошибочным выводам.

В заключение отметим, что общей особенностью палеогеографических исследований является необходимость всегда основывать выводы на результатах комплекса методов и учитывать, что наличие того или иного признака служит определенным палеогеографическим показателем, отсутствие — обычно ни о чем не говорит.

Так, шлейф грубообломочных отложений вокруг зоны отсутствия одновозрастных толщ — надежный показатель существования области сноса. Однако если его нет, то это не значит, что на месте такой зоны области сноса не было.

§ 2. ВЫЯВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРА ДРЕВНЕЙ СУШИ

При выявлении характера древней суши первостепенное значение имеет выяснение особенностей ее рельефа. Древний рельеф суши не только часто погребается под более молодыми отложениями, но нередко в значительной мере влияет на распределение мощностей в перекрывающих его толщах ([13]; см. гл. 36 [2]).

В палеогеографии принято различать два типа древнего рельефа: погребенный и реконструируемый. Погребенный рельеф, захороненный под более молодыми отложениями, сохранившийся благодаря этому до современной эпохи и доступный для изучения. Реконструируемый — рельеф, уже уничтоженный к настоящему времени или недоступный для изучения. При реконструкции рельефа, естественно, определяется лишь его средний облик, для погребенного же рельефа возможно изучение его конкретных форм. При выявлении погребенного рельефа необходимо учитывать, что в понижениях древнего рельефа всегда присутствуют более древние горизонты перекрывающих его отложений, отсутствующие на положительных формах рельефа. Чем гипсометрически выше располагался элемент древнего рельефа, тем более молодыми горизонтами отложений он перекрывается. Поэтому использование данных о полноте разреза для суждения о наличии и характере погребенного древнего рельефа является самым простым и надежным методом. Этот метод может быть применен даже в случае сильной дислоцированности толщ и полного несоответствия относительных превышений древнего рельефа современному положению его поверхности. Однако при использовании указанного приема обычно необходимо проводить более детальное расчленение и сопоставление разрезов, чем принято при стратиграфических исследованиях, причем особое значение имеет выделение в смежных разрезах каких-либо синхронных уровней.

Надежным свидетельством существования погребенного рельефа является наличие притыкания слоев относительно молодых отложений к поверхности более древних пород. В этом случае, однако (так же, как и при применении первого метода в случае сильной дислоцированности пород), необходимо убедиться, что контакт не является тектоническим. Другим показателем наличия погребенного рельефа является первичный наклон слоев, возникающий при накоплении осадочного материала на склонах или у подошвы разрушающихся возвышенностей.

Особенно характерен он для делювиальных отложений, в меньшей мере для озерных и ледниковых. Обычно такая слоистость вблизи от контакта с древними породами является облекающей. Иногда она напоминает косую слойчатость, поскольку нередко слойки испытывают выполаживание в направлении удаления от поверхности склона. Однако в отличие от косой слойчатости в ней не наблюдается наклон слойков в противоположные стороны. Кроме того, нередко при первичном наклоне в отложениях присутствует примесь неокатанных обломков и галек, располагающихся плоскостью своего наибольшего уплощения параллельно поверхности наслоения.

Погребенный рельеф может изучаться при помощи скважин (см. гл. 36 [2]). В разрезе скважин выбирается какой-то строго одновозрастный горизонт (пласт или прослой, охарактеризованный определенной фауной или специфического литологического состава), от которого по нормали к поверхности напластования перекрывающей толщи замеряется ее мощность до поверхности погребенного рельефа. Важно, чтобы горизонт, от которого измеряются мощности, обладал специфической каротажиой характеристикой, так как тогда отпадает необходимость подробного отбора керна. Сходным образом может изучаться погребенный рельеф геофизическими методами, без бурения скважин, если слагающие его породы и перекрывающие отложеиия обладают достаточно четкими различиями соответствующих физических характеристик. В этом случае возникают трудиости, связанные с выбором уровня отсчета мощностей перекрывающих рельеф отложений, зато повышается детальность выявляемых неровностей рельефа. Поэтому наибольшую эффективность имеет совместное применение обоих методов. Погребенный рельеф может быть представлен в виде изогипс, для чего предварительно строится карта изменения мощностей между поверхностью рельефа и определенным синхронным маркирующим горизонтом. Такая карта является как бы зеркальным отображением неровностей погребенного рельефа. Если поверхиость погребеиного рельефа не была нарушена последующими после его образования дифференциальными тектоническими движениями, то изучение его упрощается, поскольку все отсчеты можно производнть от любого современного гипсометрического уровня.

При изученин крупных форм древнего рельефа, в пределах которых существовали местные зоны размыва и осадконакопления, приемы выявления особенностей погребенного и реконструируемого рельефа объединяются между собой и часто представляют сложный комплекс. В ряде случаев большой интерес представляют данные геологической карты. Если с выходами древних пород, слагающих формы древнего рельефа, последовательно по стратиграфическому контакту соприкасаются разновозрастные горизонты более молодых отложений, то тем самым фиксируется проекция линии пересечення современной поверхности размыва с поверхностью древнего рельефа. Поэтому, учитывая характер залегания пород, перекрывающих древние толщи, и примерную мощность выклинивающихся отложений, можно составить представление о степени выраженности древнего рельефа. Конечно, при наличии расчлененного современного рельефа необходимо учитывать и его влияние на изменения конфигурации контакта древних пород с молодыми.

При изучении крупных форм древнего рельефа большое значение приобретает выяснение положения палеосклонов, которое определяется на основе изучения ориентировки косой слойчатости, уплощенных галек и других плоскостных и линейных элементов, отмечаемых в перекрывающих древний рельеф отложениях, а также выявление изменений мощностей этих образований, которое могло быть обусловлено существованием погребенного рельефа.

Большое значение приобретает и анализ характера распределения по площади различных генетических типов отложений. Так, элювиальные образования, в частности остатки в той или иной мере развитых кор выветривания, свидетельствуют о существовании относительно возвышенных участков древнего рельефа. Остатки делювиальных образований указывают на существование вблизи от них достаточно расчлененных форм рельефа и заметных укло-

нов местности в месте накопления самих осадков. Напротив, озерные и речные отложения являются несомненно показателем существования понижений древнего рельефа.

Изучение погребенного рельефа очень сильно затрудняется возможностью искажения его дифференциальными тектоническими движениями, которые могли проявляться как во время накопления осадков, перекрывающих древний рельеф, так и позже, вплоть до настоящего времени (см. гл. 36 [1, 2]). В связи с этим необходимо помнить, что основными несомненными доказательствами существования погребенного рельефа служат: выпадение над возвышенными его участками наиболее древних пачек; наличие притыкания или первичного наклона слоев. О существовании дифференциальных тектонических движений во время осадконакопления свидетельствует увеличение мощностей одновозрастных пачек в местах наиболее эффективного погружения. Помимо этого надо иметь в виду, что дифференциальные движения обычно не проявляются в заметной мере на участках поперечником менее 1—2 км, поэтому относительно мелкие неровности поверхности погребенного более древнего комплекса пород обычно вызваны существованием погребенного рельефа. На эрозионное происхождение неровностей обычно указывает извилистая или тем более ветвистая их форма в плане.

Поскольку реконструируемый рельеф недоступен для наблюдения, выявление его особенностей сводится к выяснению характера областей сноса на основе изучения отложений, образовавшихся за счет разрушения этих областей сноса. При этом наибольшее значение имеет изучение отложений, образовавшихся в непосредственной близости к областям сноса. Следует стремиться выявить ряд особенностей такого рельефа.

1. **Определение характера расчлененности и примерной высоты рельефа.** О расчлененности судят по зернистости отложений, образовавшихся вблизи от области сноса, и по особенностям состава их. Грубозернистость — показатель расчлененности, тонкозернистость — выровненности. О выровненном рельефе свидетельствует и наличие в отложениях примеси продуктов размыва развитых кор выветривания, формирование вблизи от суши соляных и карбонатных пород без примеси обломочных частиц. О характере расчлененности рельефа суши и изменении ее во времени можно в какой-то мере судить и по изменениям зрелости осадочных пород. О примерной высоте древнего рельефа иногда предлагают судить, основываясь на возможных уклонах и длине рек (см. гл. 36 [2]). Так, современные равнинные реки обычно имеют уклоны 0,4—4 м на 1 км, а горные 1—10 м, в случае же переноса валунов — до 100 м на 1 км. Если известна длина древней реки, например по наличию в ее конгломератах специфических галек, принесенных из определенных коренных выходов, то, умножив длину реки на предполагаемый уклон, можно оценить высоту соответствующего участка области сноса. Однако обычно получаемые цифры высот должны быть сильно заниженными.

2. **Определение пород, слагавших положительные формы рельефа.** Наиболее достоверные данные дает изучение состава обломков грубообломочных пород, значительно менее надежные — изучение минерального состава песчаных зерен. Однако даже количество крупных обломков определенного состава не пропорционально площади распространения соответствующих пород из-за различной устойчивости разных пород при процессах выветривания, переноса и диагенеза.

3. **Определение возраста пород, слагавших области размывавшегося рельефа.** Проще всего он определяется на основании изучения остатков фауны в гальках или наличию среди них обломков пород, возраст которых известен на основании других данных (например, определенных интрузивных, эффузивных, метаморфических пород или обломков полезных ископаемых и т. д.). Иногда определяют возраст пород области сноса по абсолютному возрасту зерен обломочных минералов [9].

Реки осуществляют перенос основной массы осадочного материала по поверхности суши и вынос его в водоемы стока. В связи с этим выяснение расположения древних рек представляет собой большой интерес.

Погребенные речные русла встречаются сравнительно редко, причем это обычно лишь относительно небольшие фрагменты древних речных систем. Изучать их приходится в основном при помощи буровых работ, что в сильной мере ограничивает возможность их выявления. Поэтому обычно приходится только реконструировать примерное расположение древних рек на основе тех или иных особенностей отложений, сохранившихся в геологических разрезах. Основные из приемов, использующихся для таких реконструкций, следующие.

1. Нахождение среди морских, озерных или наземных отложений дельтовых образований или осадков конусов выноса. Такие отложения могут быть выделены на основании соответствующих изменений отложений по площади вблизи от границы древней области сноса [14] по особенностям ориентировки уплощенных галек, по веерному падению косой слойчастости, по особенностям морфологии косослойчатых текстур (Э. И. Кутырев, 1968 г.; В. И. Попов и др., 1963 г.). Одним из признаков, позволяющим иногда отличать осадки фронтальной части дельт от других осадков шельфа и заливов, является более четкая их слоистость, которая не нарушается обычно в этих отложениях благодаря меньшему (в связи с опреснением воды) развитию донных животных, разрушающих слоистость. Сохранению тонкой слоистости способствует и большая скорость накопления осадков.

2. Наличие признаков опреснения среди отложений бассейнов с нормально-морской или повышенной соленостью, обнаруживаемых по изменению остатков фауны или другим показателям, например геохимическим (изменению содержаний бора, отношения стронция к барию, алюминия к титану) [15].

3. Особенности изменений по площади петрографического состава грубообломочных компонентов или минерального состава песчаных зерен. Обычно каждая терригенно-минералогическая провинция образуется в результате выноса обломочного материала одной крупной рекой. Поэтому выделение таких провинций помогает намечать места возможного впадения в бассейн древних рек. Иногда же изучение состава галек конгломератов по площади и по разрезу помогает восстановить не только расположение древних рек, но и их историю и условия осадконакопления (см. гл. 29 [2]).

4. Наличие отложений крупных озер, возникших в обстановке аридного климата. Поскольку в аридном климате крупные озера могут существовать лишь при приносе речных вод из соседних гумидных зон, то такие озера являются достоверными показателями существования весьма больших рек.

Обычно принимается, что река в общем располагалась перпендикулярно к границе области сноса и осадконакопления с устьем примерно напротив средней части зоны распространения аномальных осадков (дельтовых, с признаками опреснения) или терригенных провинций. Но могут быть и исключения

из этого привила. Например, иногда наличие определенных обломков в древних речных отложениях позволяет более точно наметить расположение реки, если известно местонахождение выходов пород, за счет разрушения которых образовались эти обломки.

При палеогеографических реконструкциях большой интерес представляет выяснение преобладающего направления древних ветров в связи с тем, что ветер может оказывать существенное влияние не только на непосредственный перенос и отложение осадочного материала, но и определять особенности разноса спор и пыльцы, вызывать возникновение ветровых течений в водоемах, обусловливать перераспределение атмосферных осадков. Наиболее универсальный и простой способ определения такого направления — выявление преобладающего наклона косых слойков в эоловых песках и песчаниках. Однако трудность обычно состоит в том, что необходимо прежде всего найти вероятные эоловые отложения среди всех прочих генетических типов и доказать их эоловый генезис.

Вопросы образования и идентификации эоловых песчаных отложений были подробно освещены в ряде работ, содержащих и обширную библиографию. О преобладающем направлении древних ветров иногда можно судить не только по данным о косой слойчатости эоловых отложений. Для этих целей можно использовать массовые замеры ориентировки крутых склонов эоловой ряби (крутые склоны наклонены в направлении ветра), направление вытянутости зоны распространения пеплов, а иногда даже особенности сортировки берегового галечнника. Однако все эти приемы имеют меньшее значение по сравнению с использованием косослойчатых текстур.

Палеогеографические реконструкции должны включать определение направления движения древних ледников. Но прежде чем приступить к выяснению этого вопроса, всегда необходимо доказать ледниковый генезис отложений или других образований.

В тех случаях, когда ледниковое происхождение отложений или определенных образований доказано, судить о направлении движения древних ледников можно, основываясь: на массовых замерах ориентировки шрамов, борозд, царапин на поверхности ледникового ложа (они в общем параллельны движению льда); на массовых замерах ориентировки удлиненных валунов (большинство их параллельно движению льда); на ориентировке «бараньих лбов» (пологий сглаженный склон их располагается со стороны движения льда); на ориентировке конусов разноса эрратических валунов (среднее направление движения льда в общем близко к биссектрисе угла между сторонами конуса местонахождений валунов).

Условия образования и литологические особенности отложений, формирующихся в обстановке суши, очень подробно рассматриваются В. И. Поповым и др. (1963 г.).

Однако необходимо помнить, что хотя в настоящее время наземные осадки и чрезвычайно широко распространены, в геологическом разрезе они сохраняются редко, что затрудняет выявление особенностей древней суши.

§ 3. ВЫЯВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРА ДРЕВНИХ БАССЕЙНОВ

Определение рельефа дна бассейнов, возникшего еще до начала накопления осадков, основывается на использовании методов и приемов, упомянутых в § 2. Наиболее показательными признаками существования погребенного рель-

ефа является полнота разрезов, притыкание (прислонение) или первичный наклон слоев. Однако при реконструкции рельефа, существовавшего на поверхности накапливавшихся осадков, может использоваться ряд дополнительных приемов.

Очень показательным примером существования крупных неровностей в рельефе морского дна являются рифовые комплексы, нередко образующие по внешнему краю рифа громадные шлейфы обломочных известняков с наклоном поверхности 30—40° и более. Как для современных, так и для древних подобных образований характерна последовательная смена в направлении от суши в глубь бассейна лагунных отложений собственно рифовыми, затем рифовым шлейфом и, наконец, замещающими его глубоководными образованиями. Имеются данные о том, что и в древних отложениях присутствуют погребенные рифовые постройки высотой 700—800 м и даже 1500 м над дном моря (Дж. Уилсон, 1980 г.).

Показателем наличия понижений дна древних водоемов являются признаки, указывающие на существование условий застойного режима придонных вод, приводившего к нарушению нормального газового режима (Б. П. Жижченко, 1974 г.). Такие условия могут возникать на разных глубинах и распространяться на различные площади. Так, они занимают громадные территории в пределах Черного моря, проявляются в озерах и фиордах.

Большое значение для выявления древнего рельефа дна водоемов имеет выяснение направлений движения подводных оползаний осадков и общего плана распространения по площади следов подводно-оползневых деформаций. Напротив, осадки, отложенные из мутьевых потоков, свидетельствуют о существовании на месте их захоронения относительно наиболее пониженных участков древнего подводного рельефа. Широкое распространение по площади нептунических даек обычно является показателем существования сравнительно выровненных участков дна.

Рельеф дна водоемов часто может быть охарактеризован изменением гранулометрического состава осадков, а именно — некоторым укрупнением материала на возвышенных участках дна вследствие выноса в условиях повышенной гидродинамики вод более тонкой его составляющей. Однако чтобы выявить изменения гранулометрического состава пород, обусловленные влиянием подводного рельефа, необходимо иметь значительное количество данных как по площади, так и по разрезу. Рельеф дна иногда можно реконструировать по данным о направлении донных течений или особенностям изменения содержания и ассоциаций тяжелых минералов в алеврито-песчаных породах. И в этих случаях для достоверных выводов необходимо располагать результатами достаточно многочисленных анализов.

О подводном рельефе древних водоемов можно иногда судить на основании изменения по площади характера органических остатков. Так, для протерозойских водорослей иногда отмечается, что биогермы столбчатых строматолитов характерны для подножия рифов и нижней части шельфа, пластовые и некоторые мелкостолбчатые — для зарифовых фаций.

Судить о степени однообразия рельефа поверхности осадков на дне древних водоемов можно в какой-то мере по интенсивности фациальной изменчивости пород соответствующего возраста. Чем положе, выровненнее, однообразнее был рельеф дна, тем однообразнее были и отлагавшиеся в водоемах осадки и, наоборот, чем расчлененнее был рельеф дна, тем резче менялись по

площади их состав и гранулометрические особенности. Аналогичная связь обычно существует и между выраженностью донного рельефа и изменчивостью мощностей одновозрастных отложений.

Наличие положительных и отрицательных форм рельефа дна в водоеме определяет сопряженное изменение его глубин. Поэтому реконструкция рельефа дна древних бассейнов и выяснение глубин накопления в них осадков представляют собой неразрывно связанные проблемы, хотя пути решения каждой из них нередко существенно отличаются.

При определении глубин древних водоемов всегда надо основываться на анализе комплекса данных, учитывая следующие особенности отложений.

1. **Изменение по площади размера частиц обломочных отложений.** В общем случае грубозернистость пород является показателем мелководности осадконакопления. Однако тонкозернистость осадков не обязательно говорит о глубоководности, так как зернистость обломочных отложений в конечном счете зависит лишь от подвижности вод и от расчлененности области сноса, а потому вблизи от выровненной суши и в условиях слабо подвижных вод тонкие осадки могут отлагаться на малой глубине.

Подвижность вод в значительной мере зависит от размеров бассейнов. Поэтому в водоемах разной величины часто положение нижней границы одинаковых гранулометрических типов осадков существенно различается. Так, алевриты на океаническом шельфе обычно начинают отлагаться с глубины 75—100 м, в Черном море — с 15—25 м, а в Аральском озере — с 5—10 м, в Балхаше — с 2—3 м (Н. М. Страхов, 1963 г.). В пределах одного бассейна подвижность придонных вод определяется не только изменениями глубины (т. е. рельефом дна), но и распределением в пределах его островов, изрезанностью береговой линии, характером и направлением течений, изменчивостью ветров. Существенное воздействие на характер распределения осадков разной зернистости по дну водоема может оказывать распределение впадающих в него рек и развитие мутьевых потоков и подводно-оползневых процессов.

Таким образом, оценивать изменение глубин древних водоемов по их площади на основании изменения зернистости отложений следует с большой осторожностью. Этот вывод касается не только терригенных отложений, но и карбонатных пород разной зернистости.

2. **Характер органических остатков**. Для древних представителей органического мира оценить глубины их обитания обычно невозможно, да и производить такие оценки, конечно, следует специалистам — палеонтологам и палеофитологам. При этом известный интерес представляет изучение не только остатков макроорганизмов, но и микроорганизмов, в частности, соотношения в распространенности их различных представителей, например фораминифер и нанофоссилий (D. Burns, 1974; A. Liebau, 1980).

3. **Текстурные признаки.** В большинстве случаев текстурные особенности пород, позволяющие судить о глубинах накопления отложений, являются показателями крайнего мелководья, в условиях которого происходит частое осушение поверхности осадков (трещины высыхания, отпечатки капель дождя, волноприбойные знаки, отпечатки следов наземных животных и птиц). Были попытки изучать характер поверхности зерен кварца в электронном микроскопе для определения отложения их в зоне прилива или в более глубоководных обстановках. Признаки частичного растворения зерен рассматри-

ваются как показатель отложения осадка в обстановке более глубоководной, чем приливная зона (W. Igel, 1979).

4. **Характер фациальных замещений.** Четкие и относительно устойчиво сохраняющие свое положение по разрезу в пределах изучаемой толщи границы между фациальными комплексами и сопряженное изменение состава отложений с изменением их мощностей указывают на существование в течение накопления соответствующих осадков участков бассейна со значительно различающимися глубинами. Напротив, более постепенные, клиновидно внедряющиеся друг в друга замещения одних осадков другими (что проявляется в разрезах в чередовании соответствующих осадков) более характерны для мелководных условий и для выровненного дна. Мелководные условия особенно вероятны, если отмечаются значительные изменения характера пород по вертикали и горизонтали в пределах пачек небольшой и относительно выдержанной мощности.

5. **Распространение глыбовых горизонтов, экзотических глыб, подводных оползней.** Все эти особенности указывают на существование значительных (не менее 1,5—2°) уклонов дна бассейнов. Кроме того, если известна протяженность палеосклона по его падению (на основании площадной распространенности этих образований или оценки расстояния от коренных выходов соответствующих пород до местонахождения наиболее удаленных их глыб), то можно рассчитать глубину бассейна над нижней частью склона, учитывая эту протяженность и минимально необходимые углы наклона, аналогично тому как это было сделано для палеогена Сочинского района Б. М. Келлером и В. В. Меннером еще в 1945 г. Необходимо помнить, что такие подсчеты дают лишь глубину, являющуюся самой минимальной из возможных, поскольку в основу подсчетов берутся минимальные углы наклона склона, при которых уже возможно широкое распространение оползаний осадков и перемещение по илистому дну глыб пород. В действительности же, вероятно, широкое образование глыбовых горизонтов и распространение подводных оползней часто происходило при более значительных уклонах поверхности дна водоемов.

6. **Данные о палеотемпературах.** Поскольку температура вод водоемов с глубиной обычно понижается, то по изменению (по площади) разницы температур образования вещества раковинок планктонных организмов и донных (или самой вмещающей породы) можно делать заключение об изменении относительных глубин соответствующего водоема.

При палеогеографических реконструкциях одной из основных задач является выявление положения древних береговых линий, что обычно представляет собой сложную проблему вследствие двух основных причин: непрерывного изменения очертаний их на протяжении геологического этапа, для которого производятся реконструкции, и часто невозможности четкого разделения отложений бассейнового и наземного генезиса (см. гл. 36 [2]). Однозначные данные о положении береговой линии можно получить в том случае, когда она в общем совпадала с линией границы осадконакопления и сноса. Для реконструкции положения такой границы могут быть использованы соответствующие приемы, указанные в гл. 36.

Очевидные данные получаются при трансгрессивном налегании изучаемой осадочной толщи на более древние комплексы пород, несущие на своей поверхности признаки выветривания (см. гл. 29 [2]), или в случае сохранения в породах подстилающего комплекса береговых уступов, непосредственно фикси-

рующих положение берега в какой-то момент геологической истории. Однако и при трансгрессивном налегании, вследствие того что палеогеографические реконструкции всегда приходится производить для какого-то значительного временного этапа, можно обычно лишь наметить либо какое-то среднее положение береговой линии, либо границы максимального или минимального распространения бассейна, либо выделить вероятную зону, в пределах которой происходили изменения положения этой линии.

Во всех случаях реконструкции положения древней береговой линии первоочередной задачей является определение условий образования отложений и особо — выявление пространственного распределения различных прибрежных и наземных осадочных образований (см. гл. 27 [1]). Кроме того, часто важно выяснить возможную глубину формирования осадков, вероятную удаленность их от области сноса, когда одновозрастные отложения, накапливавшиеся ближе к береговой линии, к настоящему времени полностью уничтожены. В таких случаях большое значение приобретает предложенная О. Д. Билыком в 1972 г. реконструкция возможного положения береговой линии на основе определения градиента мощности выдержанных пачек морских отложений по двум-трем скважинам или обнажениям, расположенным перпендикулярно к предполагаемой границе. После определения градиента мощности рассчитывается расстояние (L) до береговой линии от ближайшего к ней пункта замера мощности по формуле $L=M/\Delta M$, где M — мощность отложений в наиболее близкой к береговой линии скважине или обнажении, а ΔM — градиент мощности.

Поскольку часто ископаемые песчаные отложения, прибрежные, бассейновые, пляжевые, речные и наземные, с трудом различаются, приходится применять для их идентификации специальные приемы. Для реконструкции положения береговой линии большое значение имеет выявление по ряду признаков отложений песчаных береговых подводных валов (баров). Для разграничения песчаных отложений эоловых, надводной и подводной частей пляжа, в той или иной мере удаленных от берега, может быть эффективным использование принципа гидравлической эквивалентности, данных о величине коэффициентов смещения [6], а также выявление роли среди отложений матовых округлых песчаных зерен, окатанных ветром, обилие которых свидетельствует о эоловом генезисе породы (A. Cailleux, 1972). Песчаные береговые отложения часто характеризуются наличием слойков, обогащенных тяжелыми минералами (естественных шлихов), и расположением большинства удлиненных зерен перпендикулярно береговой линии (см. гл. 36 [2]).

На положение береговой линии указывают признаки крайнего мелководья, а на близость ее — распространение оолитовых известняков, ракушняков из обломков раковин; наличие скоплений отсортированных, в той или иной мере раздробленных и окатанных раковин; реликты нор морских раков; следы камнеточцев; обилие знаков ряби; расположение удлиненных органических остатков длинной осью параллельно друг другу (и берегу), но с направлением утоненных концов в разные стороны (при ориентировке же их под воздействием течений заостренные концы направлены в основном в одну сторону).

Способы определения физико-химических особенностей водной среды отложения осадков очень разнообразны, в связи с чем укажем лишь основные из них.

Большую информацию о солевом и газовом режимах древних водоемов можно получить на основании использования данных об особенностях и составе ископаемых органических остатков. Например, известно, что морская и пресноводная фауна почти не смешивается и их разделяет узкий соленосный диапазон, отвечающий примерно 5—8%. Так, В. В. Хлебовичем (1974 г.) установлено, что по обе стороны узкой зоны солености 5—8% развиваются различные фаунистические комплексы, по-разному протекают обменные процессы в организмах и их тканях, в результате чего важнейшие макромолекулярные вещества по обе стороны этого барьера имеют различную структуру.

Остатки древних организмов иногда позволяют делать заключения и о газовом режиме придонных вод водоемов. Ненормальный газовый режим может вызвать появление карликовых форм и даже полное исчезновение организмов. О сероводородном заражении вод свидетельствуют распространение в отложениях остатков скелетов планктонных организмов при отсутствии донных и повышенном содержании органического вещества. При появлении на дне водоемов резко восстановительной среды в осадках становится невозможной жизнедеятельность и разнообразных илоядных организмов. (Б. П. Жижченко, 1974 г.).

О кислотно-щелочном режиме, существовавшем во время образования осадков и осадочных пород, можно в какой-то мере судить на основании распространенности различных аутигенных, а иногда и обломочных минералов (см. гл. 36 [1, 2]).

Очень сложную проблему представляет выяснение окислительно-восстановительных условий осадконакопления по присутствующим в породах аутигенным минералам, в связи с тем что обычно нельзя решить, образовались ли они во время осадконакопления или позже — при диагенезе и катагенезе. Наиболее подробно возможности определения окислительно-восстановительных условий осадконакопления по аутигенным минералам железа рассматриваются М. Ф. Стащуком.

О солености древних бассейнов в какой-то мере можно судить по наличию тех или иных хемогенных образований. Например, присутствие в значительном количестве непереотложенного глауконита, особенно в ассоциации с фосфоритами, или фосфоритов с глауконитом обычно рассматривается как достаточно определенный показатель морского происхождения осадков, иногда даже позволяющий судить об особенностях морских обстановок (см. гл. 31 [6]). Широкое же распространение каолинитовых глин и присутствие вивианита указывают на пресноводный характер водоемов. Распространение доломита, особенно совместно с магнезитом или сепиолитом, является признаком существования бассейнов с несколько повышенной соленостью; доломитов с целестином, баритом, флюоритом — показателем повышенной солености вод, а гипса, ангидрита и тем более галита и калийно-магнезиальных солей — показателем очень высокой солености вод [11]. Иногда считают (R. Berner e. a., 1979), что в пресных водоемах не образуются сульфиды железа, поскольку в них не содержится сульфат-иона и потому не может происходить сульфатредукция и образование свободного сероводорода.

Часто для определения физико-химических свойств водной среды древних водоемов используются различные геохимические особенности пород [2, 3, 5, 15]. Однако иногда неясно, насколько надежны выводы о физико-химических параметрах воды древних водоемов, сделанные на основе использования пред-

лагаемых геохимических показателей. К тому же многие из методов выявления этих показателей — достаточно специфические, а подчас и сложные. Все это не позволяет пока уверенно выделить из геохимических методов наиболее пригодные для массового использования при палеогеографических реконструкциях характера вод древних водоемов.

Таким образом, при определении физико-географического типа древних водоемов, исключая сильно минерализованные бассейны, наиболее достоверным критерием являются особенности органических остатков. Эти особенности позволяют, кроме того, судить и об изменчивости характера водоемов по площади, о наличии связи между отдельными бассейнами, о времени возникновения и о степени изоляции водоемов или участков суши. Очень большое значение для палеогеографических реконструкций имеет использование данных о характере изменения во времени ареалов распространения некоторых видов организмов или их целых комплексов. Так, эндемичные формы свидетельствуют о какой-то специфике водоемов в местах их обитания, распространение космополитических форм по площади является показателем связи между бассейнами, на основании же сходства фаун разобщенных рек можно судить и о их соединении в прошлом (см. гл. 36 [2]).

При выявлении характера подвижности вод древних водоемов следует иметь в виду, что чем меньше подвижность вод в том или ином участке водоемов, тем более тонкозернистый материал может накапливаться на его дне. Однако подвижность вод во времени часто испытывает значительные изменения, которые могут вызываться очень разнообразными причинами: штормами и штилями, изменением направления или силы течений, изменением глубин, изменением рельефа дна или береговой линии водоема и т. п. Поэтому нередко в разрезе и плане возникает достаточно прихотливое распределение терригенных отложений, не всегда легко объяснимое исходя из принципа увеличения зернистости отложений с увеличением подвижности водной среды и связи подвижности придонных вод с глубиной.

По мнению Б. П. Жижченко (1974 г.), если имеется порода, в которой: 1) отсутствует песчаный материал, формирующийся только в условиях подвижной водной среды; 2) отмечается ненарушенное горизонтальное залегание слойков; 3) присутствует донная фауна, захороненная в прижизненном положении, то можно полагать образование соответствующих осадков ниже зоны, охватываемой различного рода движениями воды. Еще более достоверными показателями отсутствия движений воды являются признаки существования застойных вод, характеризовавшихся нарушенным газовым режимом. Распространение неотсортированных, особенно смешанных, состоящих как из относительно крупного, так и тонкозернистого терригенного материала, пород, если они образовались из осадков водного генезиса, также свидетельствует о существовании малоподвижных придонных вод.

На периодическое увеличение подвижности вод указывают разнообразные следы взмучивания осадков, приводящие к нарушению слоистости осадков. На достижение волновыми движениями песчаного или алевритового дна бассейнов указывает наличие в породах волновых (симметричных, с заостренными или округленными вершинками валиков) знаков ряби. Иногда даже предпринимаются попытки определения характера древних волнений и глубины накопления осадков на основе изучения особенностей ископаемой волновой ряби (P. Komar, 1974), однако слабая разработанность этого вопроса и от-

сутствие достаточного количества примеров, свидетельствующих о применимости предлагаемых методов, не позволяют еще рекомендовать их для широкого использования. Кроме того, необходимо учитывать, что иногда симметричная рябь волнений может возникать и на очень больших глубинах вследствие образования при моретрясениях, а не в результате волнового движения воды (Р. Г. Гарецкий, А. Л. Яншин, 1960 г.).

Наиболее распространенным методом определения направления перемещения осадков по дну водоемов, т. е. определения направления донных течений, является выяснение преобладающего наклона косых слойков в алеврито-песчаных отложениях (см. гл. 36). При этом по некоторым данным наиболее надежным и точным индикатором палеотечений является мульдообразная косая слойчатость. Большое значение может иметь и производство массовых замеров ориентировки удлиненных органических остатков, которые в общем располагаются параллельно направлению течения (см. гл. 36 [2]).

В некоторых случаях направления течений можно реконструировать по данным изменения минерального состава обломочных минералов по площади, если известно место поступления этого материала с суши. В этом случае «трасса» разноса соответствующих минералов будет совпадать с направлением течения, что особенно отчетливо выявляется при устойчивом существовании вдольберегового течения (Б. П. Жижченко, 1974 г.).

О направлении древних течений иногда можно судить на основании данных об изменении характера одновозрастных отложений по площади. Например, полосовое распределение пород разного типа, в частности наличие песчаных полос, отделенных от древней суши зоной глинистых осадков, может быть объяснено существованием вдольбереговых течений.

Однако делать выводы о существовании течений на основе данных об изменении минерального или петрографического состава пород по площади всегда нужно с большой осторожностью, уделяя особое внимание выявлению генезиса отложений и анализу общей палеогеографической обстановки.

Большое значение имеет выяснение направления движения осадочного материала, переносившегося и отлагавшегося мутьевыми потоками. О направлении движения таких потоков можно судить по ориентировке разнообразных неровностей (отмечающихся на границе отдельных ритмов), ось которых обычно вытянута параллельно движению потока, по преобладающему наклону косых слойков, иногда встречающихся в отложениях мутьевых потоков. В некоторых случаях трассировать направления потоков можно на основе присутствия в породах обломков специфических пород или минералов, коренные выходы источников которых известны лишь в каком-то одном районе древней области сноса.

Об общем характере осадков древних водоемов и их примерной плотности прежде всего можно судить на основании петрографического состава соответствующих пород. Однако если для грубообломочных и песчаных пород можно представить особенности характера соответствующих грубообломочных и песчаных осадков достаточно определенно, то для алевритовых, глинистых и карбонатных пород это сделать часто затруднительно, так как степень уплотненности осадка определяется не только его составом, но и рядом других причин (скоростью накопления осадочного материала, скоростью и интенсивностью диагенеза, чередованием процесса осадконакопления с периодами отсутствия его, периодическим частичным уничтожением ранее отложенных осад-

ков). Поэтому в ряде случаев и алеврито-глинистые и карбонатные осадки на поверхности дна могли быть достаточно уплотненными.

Вот почему большое значение для выяснения характера грунта древних водоемов имеет изучение особенностей органических остатков. Так, о твердом грунте в момент обитания свидетельствует обилие прирастающих и сверлящих форм, массивных свободно лежащих раковин, развитие у раковин сложной скульптуры; распространение уплощенных раковин с широким основанием или раковин, обладающих иглами, тонкими наростами, указывает на мягкий илистый субстрат.

На насыщенность грунта водой и высокую его подвижность и рыхлость указывает наличие в породах следов подводно-оползневых пластичных деформаций, следов внедрений и оплывания осадка (см. гл. 36 [1]). Напротив, следы брекчирования, нептунические дайки, следы небольших смещений осадков по плоскостям, секущим лишь отдельные прослои и пласты, указывают на то, что соответствующий осадочный материал во время их образования был уже достаточно уплотненным.

Большая скорость осадконакопления иногда полностью подавляет развитие донных организмов или же обусловливает изменения формы раковин и особенно биогермных образований. О скорости осадконакопления можно судить также по мощностям годичной слоистости различных ленточных отложений, по особенностям распределения остатков планктонных организмов или спор и пыльцы, по данным определения абсолютного возраста [14].

§ 4. МЕТОДЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ДРЕВНЕГО КЛИМАТА

Основными показателями, характеризующими климат, являются температура и баланс влажности. Температурные режимы разных климатических зон и свойственные им балансы влаги в основном определяются астрономическими условиями существования Земли: наклоном ее оси к эклиптике, обращением вокруг Солнца, вращением вокруг своей оси и получением энергии от Солнца (Н. М. Страхов, 1963 г.). Эти условия были достаточно устойчивыми по своей величине во времени и поэтому постоянно действовали в направлении создания принципиально одной и той же планетарной системы циркуляции воздушных масс и режима атмосферных осадков.

Однако геологические причины, обусловливающие резко выраженную неоднородность характера поверхности Земли, нарушают астрономически обусловленную планетарную систему циркуляции воздушных масс и выпадения атмосферных осадков. Прежде всего ее нарушает неравномерное распределение на Земле суши и водных пространств. Возникают относительно сухие, с резкими сезонными изменениями температур и влажности континентальные и более влажные и мягкие морские типы климатов.

Геологические причины, создавая крупные неровности земной поверхности, обусловливают и существование вертикальных природных зон, которые имеют место не только на суше, но и в океанах. Так, даже в теплых климатических горизонтальных зонах температура воды на абиссальных глубинах близка к нулю. При палеогеографических реконструкциях всегда надо учитывать возможность смешивания в одном местонахождении, а тем более присутствие в близких разрезах остатков организмов, обитавших в разных вертикальных климатических зонах. В ряде случаев анализ таких смешанных местонахожде-

ний позволяет судить о наличии в прошлом значительных возвышенностей, обусловливавших существование вертикальных природных зон.

Геологические причины могут приводить и к изменениям общеземного климата, в связи с изменениями состава атмосферы [10]. Эти изменения могут вызываться и некоторыми астрономическими причинами: изменениями интенсивности излучения Солнца, неодинаковой потерей лучистой энергии Солнца на пути от него к Земле, изменениями формы орбиты Земли с периодом порядка 90 000 лет, изменениями наклона оси вращения Земли (J. Mann, 1979) Существенное влияние на изменения климата на поверхности всей Земли могло оказывать то, что земная поверхность и атмосфера в известной мере представляют собой систему авторегулирования. Возможно, именно этим объясняется то, что на протяжении всей геологической истории Земли на ее поверхности всегда существовала вода в жидкой фазе, т. е. температуры всегда были в пределах 0—100 °С.

Физическими факторами, лежащими в основе климатических типов литогенеза, учение о которых создано Н. М. Страховым, являются температура и годовой баланс влажности. При сочетании минусовой среднегодовой температуры с положительным балансом влажности возникает ледовый тип литогенеза, при сочетании повышенной температуры (более 0 °С) с положительным балансом влажности — гумидный тип, а при повышенной температуре и отрицательном балансе влажности — аридный.

Из существа атмосферной циркуляции следует, что всегда тропическая влажная зона располагается между северным и южным аридными поясами (независимо от того, насколько отчетливо они выражены), умеренные же гумидные зоны — к северу и югу от них. При этом экватор всегда должен проходить в промежутке между аридными зонами северного и южного аридных поясов. По мнению Н. М. Страхова (1963 г.), этот принцип при палеоклиматических реконструкциях должен быть незыблемым.

Основными породами — индикаторами климата являются [4, 10]: ледового — морена; гумидного — угленосные толщи, осадочные руды железа и марганца, бокситы, аутигенные каолинитовые глины, развитые коры химического выветривания; аридного — галогенные отложения (гипсы, ангидриты, флюорит, целестин, каменная и калийные соли), карбонатные красноцветы, аутигенные монтмориллонитовые глины, палыгорскитовые и сепиолитовые глины. Морские фосфориты и карбонатные породы химического происхождения — показатели теплого или жаркого климата. На жаркий климат указывают оолитовые известняки.

Климатом в значительной мере определяются и степень развитости и характер выветривания.

В обстановке ледового климата все химические процессы выветривания подавлены; происходит, по существу, лишь механическое выветривание, и никаких минеральных новообразований не возникает.

В умеренном гумидном климате при выветривании широко образуются гидрослюды, иногда с каолинитом. **В жарком гумидном климате** часто происходит массовое образование каолинита и даже накопление свободного глинозема. В общем каолинитовые коры выветривания и продукты их переотложения, латеритные коры выветривания, бокситы являются показателями жаркого и влажного климата. Присутствие в корах выветривания галлуазита указывает на образование их в условиях влажного и теплого климата, вероятно сопоста-

зимого с климатом влажных тропиков. Железистые и марганцевые руды являются показателями также отчетливо влажного климата, но не обязательно жаркого.

Возникающие часто при выветривании **в аридных климатических условиях** щелочные обстановки способствуют образованию в корах выветривания монтмориллонита, сохранению калиевых полевых шпатов, слабому выносу щелочных земель и щелочей. В результате нередко коры выветривания, как и наземные осадки, обогащены карбонатными минералами, монтмориллонитом, обломками калиевых полевых шпатов, а подчас содержат даже примесь галогенных минералов.

Различия в направленности процессов выветривания в гумидных и аридных обстановках четко выступают при сравнении особенностей кор, образовавшихся на одних и тех же породах, но в разных климатических обстановках (см. гл. 29 [2]). В настоящее время известны случаи использования для палеоклиматических реконструкций сохранившихся особенностей древних почв.

Особенности органического мира в очень большой мере определяются климатическими условиями, в связи с чем использование остатков древних организмов для палеоклиматических реконструкций весьма разнообразно ([10], см. гл. 36 [2]). Наибольшее палеоклиматическое значение имеют остатки наземных организмов, особенно наземных растений, в связи с тем что они нередко позволяют судить не только о температурных условиях, но и о влажности климата прошлого. Морские же организмы в лучшем случае указывают лишь на температурные условия, поскольку в водоемах нормальной солености режим увлажненности заметно не проявляется на характере органического мира.

Использование остатков растений для суждения о древних климатах затрудняется тем, что их морфологическое сходство с определенными представителями современной растительности может и не быть связанным с однотипностью обстановок существования тех и других.

Большое значение для палеоклиматических реконструкций имеет анализ спорово-пыльцевых комплексов, так как он позволяет судить не только о характере древней растительности, но в какой-то мере, по доминированию той или иной пыльцы и спор, — о климате. Существенно, что споры и пыльца сохраняются несравненно чаще, чем вегетативные остатки растений, причем они присутствуют в осадочных породах самого различного генезиса.

Климат обусловливает существенные различия в разнообразии видового состава морских животных. Иногда в теплых водах органический мир по своему таксономическому составу в десятки раз богаче, чем в холодных водах. Однако разнообразие бассейновой фауны зависит и от солености и от других факторов, поэтому не всегда легко выяснить действительную причину особенностей таксономического состава. Большие трудности возникают в связи с неполнотой захоронения, степень которой обычно нельзя оценить.

Климатические различия нередко сказываются на размере организмов близких форм (правило Бергмана). Теплокровные животные обычно имеют тенденцию к увеличению размеров в холодном климате и уменьшению — в жарком. Противоположная тенденция наблюдается у холоднокровных животных — пресмыкающихся и земноводных. Наземные их представители в тропиках имеют наиболее крупные размеры, в то время как в холодных климатических условиях — мелкие. Менее отчетливо связь размеров тела с климатическими обстановками отмечается у водных организмов. В общем случае

морские беспозвоночные, интенсивно накапливающие в своих скелетных образованиях известь, приурочиваются к теплому и жаркому климату. Сходные организмы в разных климатических зонах часто обладают несколько различным химическим составом раковин. Так, обычно в известковых скелетных образованиях тропических моллюсков и водорослей отмечается резкое увеличение содержаний магния.

Таким образом, выяснение характера древних климатов на основании изучения особенностей органических остатков не только представляет собой достаточно сложную задачу, но нередко и не может быть однозначно произведено. Поэтому при всякого рода палеоклиматических реконструкциях предпочтение должно быть отдано показателям литологическим, а не палеонтологическим (Н. М. Страхов, 1963 г.).

В настоящее время получил широкую известность и признаиие аналитический метод определения палеотемператур по изотопному составу кислорода карбонатов. Наиболее полно теоретические основы метода, возможности его, приемы проведения анализа, сводка полученных результатов и перспективы дальнейшего развития палеотермометрии изложены Р. В. Тейс и Д. П. Найдиным [12].

Казалось бы, значение изотопного метода выявления палеотемператур древних водоемов очень велико для палеогеографии и этот метод должеи был бы широко использоваться. К сожалению, существуют многие причины, мешающие его массовому использованию: 1) изотопный состав кислорода в кальците может быть в значительной мере изменен после образования раковии или карбонатного осадка вследствие процессов диффузии, перекристаллизации, доломитизации и т. п.; 2) многие животные и растения могут отлагать карбонаты кальция без сохранения изотопного равновесия кислорода карбонатов и воды; 3) еще не известен изотопный состав кислорода древних океанов; 4) содержание ^{18}O в воде зависит от ее солености, поэтому необходимо отбирать такие образцы, которые образовались в обстановке нормальной солености; 5) температуры, полученные по органическим остаткам разных организмов, отобранных из одного слоя, часто различны. Отличаются они, как правило, и от температур, получаемых по вмещающему их карбонатному материалу.

В значительной мере наличие указанных ограничений привело к тому, что исключая единичные образцы палеозойского возраста, определения палеотемператур древних морей были выполнены лишь для юрского и более молодого времени. При этом подавляющая часть определений температур для мезозойских морей была произведена по рострам белемнитов, так как именно в них лучше всего сохраняется первичное отношение $^{18}O/^{16}O$.

Наиболее многочисленные анализы были произведены для меловых отложений. Для этого периода удалось наметить как временные, так и географические изменения температур морских вод, причем оказалось, что температуры в меловых морях были значительно более однородными, чем в настоящее время, а температура глубинных вод, вероятно, не опускалась ниже 10—15 °С. Изотопный метод определения палеотемператур позволяет выявлять иногда и сезонные колебания температур. Например, по юрским и нижнемеловым белемнитам Евразии эти сезонные колебания морских вод достигали 3—7 °С.

Т. С. Берлин и А. В. Хабаков [1] разработали метод оценки температур среды обитания беспозвоночных на осиове определения отношения кальция и магния в их карбоиатных скелетах. Метод основан на постепенном увели-

чении в более теплых морях доли магния в кальцитовых скелетах различных групп беспозвоночных. Проведенные Т. С. Берлин и А. В. Хабаковым исследования показали общую согласованность оценок палеотемператур этим и изотопным методами, хотя определения по отношению кальция к магнию обычно и превышают на 0,5—2,5 °С цифры, получаемые по отношению $^{18}O/^{16}O$ (Н. А. Ясаманов, 1978 г.).

Использование химического метода ограничивается многими причинами, принципиально сходными с указанными для изотопного анализа, но касающимися распределения магния, а не ^{18}O. Более того, некоторые ограничения для этого метода, вероятно, даже усугубляются. Так, отрицательным фактором является высокая подвижность иона магния, нарушающая первоначальное его содержание даже на разных стадиях диагенеза. Однако, несмотря на наличие многих ограничивающих факторов, химический метод определения палеотемператур привлекает своей простотой, доступностью и возможностью производить массовые анализы. В случае производства массовых анализов некоторые слабые стороны этого метода в отношении определения палеотемператур могут иметь большое палеогеографическое значение в других аспектах. Так, на основе изменения магнезиальности в пределах территории, для которой предполагается постоянство температур вод и отсутствие катагенетических изменений карбонатного материала, можно реконструировать изменения их солености, а тем самым расположение рек, характер связи с другими бассейнами.

Существует еще значительное количество приемов, предлагавшихся для решения тех или иных палеоклиматических вопросов [5, 10, 12].

При палеоклиматических реконструкциях всегда надо иметь в виду возможность существования микроклиматов, которые в значительной мере могут нарушать общую стройную картину распределения и характера как органических остатков, так и некоторых осадочных образований. Часто микроклиматические изменения связаны с увлажняющим воздействием обширных водоемов на их прибрежную зону. В какой-то мере такое воздействие проявляется в настоящее время даже по берегам искусственных водохранилищ и очень отчетливо в Иссык-Кульской котловине. Сходное увлажняющее влияние на некоторые прибрежные участки суши оказывал в меловом периоде бассейн, располагавшийся в Ферганской межгорной впадине. Такое влияние приводило к тому, что, несмотря на расположение Ферганской седиментационной области в зоне отчетливо аридного климата, на этих участках существовали относительно влажные микроклиматические условия, способствовавшие развитию растительности и животного мира (см. гл. 36 [1]).

§ 5. ЗНАЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ОСОБЕННОСТЕЙ В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Тектонические движения являются одним из основных факторов, обусловливающих многие особенности как современных, так и древних ландшафтов (Р. Г. Гарецкий, А. Л. Яншин, 1960 г.; В. И. Попов и др., 1963 г.). Для платформенных условий характерно распространение относительно выровненной пологой равнины на суше, часто с корой выветриваиия, и мелководных водоемов. В связи с небольшими уклонами региональных склонов уже незначительные изменения уровня вод водоемов приводят к большим смещениям

береговой линии и к очень сильным изменениям ее конфигурации. Береговая линия очень извилиста. В связи с мелководностью прибрежных участков водоемов они в обстановках влажного климата часто испытывают опреснение, а в засушливом климате — наоборот (при отсутствии притока с суши в значительном количестве речных вод) — осолонение. Исключая места впадения в бассейны крупных рек, обычно граница области сноса и осадконакопления в каждый конкретный момент геологической истории в общем совпадает с границей суши и водоема. Для формирующихся осадков характерны небольшие и выдержанные мощности и значительная роль хемогенно-биогенных образований.

Для геосинклинальных условий характерна расчлененность суши и дна водоемов. Часто зоны погружений и поднятий вытянуты примерно параллельно друг другу, причем поднятия нередко представлены цепочкой островов или вулканическими архипелагами. Значительные по площади области сноса обычно отсутствуют. В условиях теплого климата часто широкое распространение имеют барьерные рифы или рифовые острова. Соответственно дифференцированности тектонических движений дифференцированы и глубины моря, состав осадков и их мощности. Часто возникают благоприятные условия для образования застойных придонных вод. Роль вулканогенного материала может быть очень значительна. Хемогенно-биогенные отложения обычно имеют, по сравнению с обломочными, подчиненное значение, причем часто велика роль грубообломочных осадков. В связи со значительными уклонами региональных склонов границы областей сноса и осадконакопления характеризуются относительной стабильностью положения и слабой изрезанностью очертаний, так как в общем обусловливаются расположением длительно действующих разломов. Соленость вод из-за существования уже у берега сравнительно значительных глубин обычно везде нормальная. Наземные отложения, хотя постоянно и возникают на суше в больших объемах, в геологический разрез, как правило, не входят.

Для переходных тектонических обстановок (передовые прогибы, межгорные впадины) характерно интенсивное воздымание суши и также интенсивное погружение прилежащей к ней области осадконакопления. В связи с энергичным поднятием в области сноса, как и в областях сноса геосинклинальных, коры выветривания почти не образуются. Однако, в отличие от геосинклинальных условий, дифференцированность движений меньше, и область сноса поэтому часто имеет громадные размеры. В связи с этим из нее выносится очень большое количество обломочного материала, обилие которого нередко приводит не только к возникновению обширных мелководных и лагунных обстановок, но и к образованию подчас громадных аллювиальных или аллювиально-озерных равнин, а иногда и пояса подгорновеерных отложений. Для переходных обстановок характерны: а) резко выраженное несовпадение границ между областью сноса и осадконакопления и между сушей и водным бассейном; б) значительная изменчивость положения береговой линии во времени; в) обилие песчано-глинистых осадков, отсутствие вулканогенных толщ; г) большие и выдержанные по площади мощности отложений. В связи с обилием континентальных и лагунных отложений характер осадочных толщ в переходных областях сильно зависит от климата. В обстановке засушливого климата часто возникают красноцветные и соленосные толщи, а в условиях гумидного — угленосные.

Характер тектонических движений и особенно их знак обладает большой устойчивостью во времени. Это обусловливает не только значительную стабильность расположения на поверхности Земли областей сноса и осадконакопления, но и частую унаследованность существования даже относительно мелких структур в пределах зон осадконакопления, что существенно облегчает палеогеографические реконструкции. При этом даже небольшие конседиментационные структуры влияют на формирование особенностей фациального, гранулометрического и минерального состава отложений (Г. А. Каледа, 1968, 1970 гг.).

Существование обширных областей сноса возможно только при условии устойчивого воздымания соответствующей территории вследствие положительных тектонических движений. При этом расположение крупных речных систем (а иногда и мест существования крупных временных потоков) обладает также достаточной устойчивостью. Поэтому если для каких-то моментов этапа геологической истории региона, в течение которого не происходило тектонической перестройки его, выявлено расположение речных систем, то аналогичное их положение можно предполагать и для всего этого этапа.

При палеогеографических реконструкциях вулканических явлений необходимо учитывать то, что для вулканогенного материала характерны эпизодичность и огромная быстрота его выноса, часто превосходящая обычную скорость поступления осадочного материала (Н. М. Страхов, 1963 г.). Важно и то, что лавы, игнимбриты и пирокластические отложения всегда образуются благодаря вулканической деятельности. Примесь пирокластического материала — надежный показатель существования одновременно с ее отложением вулканического процесса.

Эффузивно-осадочные образования очень разнообразны по своему составу и условиям отложения, генезис многих из них еще недостаточно выяснен, что сильно затрудняет их палеогеографическое использование (см. гл. 27 [1]; гл. 29 [1]). Одним из основных вопросов, который встает при палеогеографических реконструкциях особенностей древнего вулканизма, является выяснение происхождения извержений в наземных или подводных условиях. Наиболее достоверным признаком накопления эффузивно-осадочных образований на дне водоемов является присутствие в них остатков соответствующей фауны.

Как правило, центры вулканических извержений редко удается наблюдать среди древних эффузивно-осадочных образований, и поэтому положение их приходится реконструировать (см. гл. 36 [2]). При приближении к центрам извержений обычно закономерно увеличиваются роль и мощность эффузивных образований, общее количество в толще пирокластического материала, размер пирокластических обломков. По мере удаления от мест извержений улучшается отсортированность пирокластических частиц. Иногда состав лав и пирокластов, извергаемых разными вулканами или их группами, неодинаков. Поэтому проведение картирования площадного распространения минералого-петрографических разностей пород позволяет выделять площади, находившиеся под воздействием разных вулканов. Иногда о направлении движения лавовых потоков можно судить по характеру преобладающей ориентировки некоторых их текстурных элементов.

В геологической литературе часто высказываются мнения о большом влиянии на процессы осадконакопления древних землетрясений ([7]; см. гл. 36

[1, 2]). Об этом влиянии обычно судят по наличию в осадочных породах характерных текстурных особенностей.

Чаще всего с древними землетрясениями связывают возникновение разнообразных подводных оползаний осадков и даже считают, что подводно-оползневые деформации являются сейсмическими индикаторами тектонического процесса. Связь этих явлений между собой находит подтверждение в их обычной сопряженности в современную эпоху. Сейсмические толчки в ряде случаев рассматриваются и как причина грандиозных обвалов. Часто с толчками при землетрясении связывают образование нептунических даек и мутьевых потоков. Причем некоторые исследователи, отмечая генетическую связь мутьевых потоков с подводными оползаниями, считают, что последние можно рассматривать как недоразвившиеся мутьевые потоки (В. И. Попов и др., 1963 г.). Однако изучение и современных осадков, и древних осадочных толщ показывает, что вышеуказанные явления иногда могут происходить и при отсутствии землетрясений (G. Almagor, Z. Garfunkel, 1979). В связи с этим возникает проблема выработки критериев, позволяющих выявлять существование в прошлом в конкретных районах обстановок повышенной сейсмической активности. Надежными показателями существования повышенной сейсмичности являются следующие особенности проявления вышеупомянутых следов древних землетрясений.

1. Определенная стратиграфическая приуроченность.

2. Распространенность в различных породах одного и того же стратиграфического уровня, поскольку если бы их возникновение было связано лишь со значительными уклонами дна, то должна была бы проявляться прежде всего их фациальная приуроченность, а не стратиграфическая.

3. Распространенность на больших территориях при сохранении возрастной приуроченности.

4. Пространственная и временная взаимосвязь подводно-оползневых явлений с нептуническими дайками и следами: обвалов, перераспределения и дробления осадков, отложения осадков из мутьевых потоков и т. п., свидетельствующая об общей причине их возникновения.

Изучение следов землетрясений в древних осадочных толщах позволяет судить о палеогеографической обстановке накопления осадков.

1. Поскольку этапы возрастания и затухания сейсмической активности в пределах значительной территории должны совпадать во времени, широкое распространение разнообразных следов древних землетрясений в некоторых частях разрезов осадочных толщ смежных районов может свидетельствовать о синхронности отложений, в которых они развиты.

2. Многие следы древних землетрясений служат показателем расчлененности дна бассейна, а пространственное распределение различных их типов в сочетании с характером ориентировки некоторых из них позволяют судить об относительном изменении уклонов дна, о простирании подводных склонов и размерах бассейна осадконакопления.

3. Широкое распространение в древних отложениях следов землетрясений является показателем накопления соответствующих осадков в устойчивых бассейновых, а не в наземных условиях.

4. В некоторых случаях изучение следов подводно-оползневых деформаций и нептунических даек позволяет делать заключения о времени возникновения красноцветной окраски отложений, об общих условиях образования крас-

ноцветных осадков и об относительной скорости литификации различных по составу осадков (Н. Н. Верзилин, 1974 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Берлин Т. С., Хабаков А. В.* Результаты определений палеотемператур кальций-магниевым методом по карбонатным органическим остаткам и вмещающим породам. — Геохимия, 1974, № 4, с. 594—601.

2. *Геохимические* показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Минск, 1980. 150 с.

3. *Грамберг И. С.* Палеогидрохимия терригенных толщ (на примере верхнепалеозойских отложений севера Средней Сибири). — Труды НИИ Геол. Арктики, т. 173, 1973. 171 с.

4. *Данилов И. Д.* Полярный литогенез. М., Недра, 1978. 238 с.

5. *Ежова А. В.* Роль геохимических показателей для палеогеографических реконструкций верхнемеловых пород Западной Сибири. — Литол. и полезн. ископаемые. 1979, № 2, с. 160—163.

6. *Окнова Н. С.* Использование соотношения размеров легких и тяжелых минералов в песчано-алевритовых породах для палеогеографических построений. — Докл. АН СССР, т. 214. 1974, № 1, с. 183—185.

7. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы. М., Недра, 1981. 751 с.

8. *Руженцев С. В., Белов А. А.* К проблеме палеотектонических и палеогеографических реконструкций в областях складчато-покровного строения. — Геотектоника, 1973, № 4, с. 18—33.

9. *Саркисян С. Г., Погорелов Б. С., Туаев А. С.* Источники сноса терригенного материала мезозойских отложений Западной Сибири по геохронологическим данным. — Докл. АН СССР, т. 220, 1975, № 5, с. 1149—1152.

10. *Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1980. 248 с.

11. *Станкевич Е. Ф.* О минералогических отличиях морских и озерных отложений. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 93—99.

12. *Тейс Р. В., Найдин Д. П.* Палеотермометрия и изотопный состав кислорода органогенных карбонатов. М., Наука, 1973. 255 с.

13. *Чемеков Ю. Ф., Галицкий В. И.* Погребенный рельеф платформ и методы его изучения. Л., Недра, 1974, 207 с.

14. *Чистяков А. А.* Условия формирования и фациальная дифференциация дельт и глубоководных конусов. Итоги науки и техн. ВИНИТИ. Общая геология, вып. 10, 1980. 144 с.

15. *Янов Э. Н.* Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе. — Сов. геология, 1980, № 1, с. 66—75.

16. *Яншин А. Л.* О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. — Бюл. МОИП. Отд. геол., т. 48, 1973, № 2, с. 9—44.

Глава 38

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ, ПРИЕМЫ ИХ СОСТАВЛЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Одним из главных результатов палеогеографических исследований являются палеогеографические карты. Однако еще не существует единого мнения о том, что и как следует изображать на таких картах, что следует понимать под названием палеогеографические карты. Существует много различных названий карт, которые в той или иной мере могут быть названы палеогеографическими: «палеогеографические», «литолого-палеогеографические», «фациальные», чаще «литолого-фациальные» и др. При этом иногда одним и тем же по содер-

жанию картам присваиваются разные названия или, наоборот, под одним названием фигурируют существенно разные по содержанию карты ([1], см. гл. 36 [1, 2]).

Строго говоря, под названием палеогеографическая карта надо понимать карту, на которой изображаются физико-географические условия, существовавшие в определенный отрезок времени прошлого, т. е. расположение древних морей, озер, рек, суши, характер расчлененности суши, глубина водоемов, распределение ветров и течений и т. д. На палеогеографических картах обязательно должны быть показаны физико-географические условия в областях как отложения, так и размыва.

Некоторые исследователи полагают, что собственно палеогеографические карты «должны иллюстрировать распределение и характер суши и морей, направления сноса терригенного материала, размещение фаций в бассейнах, литологические типы пород, т. е. весь материал, наиболее полно отражающий распределение ландшафтов» (Б. П. Жижченко, 1974 г., с. 352). Однако по более широко распространенным представлениям карты, на которых показываются как литологические особенности осадков, так и физико-географические условия прошлого, следует называть литолого-палеогеографическими.

Нет единства мнений и о наименовании палеогеографических карт, в зависимости от их масштаба, и даже о том, чем определяется масштаб карт. Естественно, что масштаб карт должен определяться детальностью положенного в основу их фактического материала, но каково численное соотношение между масштабом и густотой точек фактического материала — еще не определено. Иногда полагают, что для построения карт платформенных территорий необходимо иметь по два-три опорных разреза на каждый квадратный дециметр карты, независимо от ее масштаба. При картировании же геосинклинальных территорий необходимо иметь по 7—10 разрезов на каждый квадратный дециметр. Практически это правило не соблюдается и обычно реально для значительных территорий и не может быть соблюдено. Ведь даже на территориях, в пределах которых сохранились породы изучаемого возрастного интервала, обычно доступны для изучения лишь весьма ограниченные их выходы, а скважины, если они есть, также тяготеют лишь к некоторым районам. С территориями же древних областей сноса дело обстоит даже несравненно хуже. Вот почему чаще всего выбирается по возможности наиболее мелкий масштаб, при котором еще можно достаточно наглядно изобразить выявленные особенности физико-географических условий и распределения осадков. Кроме того, часто выбор масштаба карт определяется практическими задачами. В этом случае нередко приходится брать для карты масштаб крупнее, чем необходимо для графического изображения полученных результатов, в связи с тем что в дальнейшем на нее необходимо будет наносить все новые и новые данные.

Слабо освещена в литературе и методика составления карт. Наиболее подробно и целенаправленно методика палеогеографического картирования дана В. И. Поповым. Но эта методика, в основу которой положен динамический принцип подразделений фаций, отличается от обычно использующихся, в частности от принятой при составлении литолого-палеогеографических карт СССР. Кроме того, в зависимости от целей палеогеографических карт могут существенно меняться не только их содержание и методика составления, но даже и весь комплекс предшествующих работ. Например, для геологов-неф-

тяников наибольший интерес будут представлять карты, отражающие возможное распределение нефтегазоносных отложений, обладающих различными коллекторскими свойствами [2]. Для работ, связанных с поисками и разведкой россыпных месторождений, основное значение будут иметь данные о составе древних областей сноса, путях переноса и особенностях условий отложения обломочного материала. Для выяснения же перспективности района в отношении месторождений, связанных с корами выветривания, наибольшее значение будут иметь данные о погребенном и реконструируемом древнем рельефе, об особенностях климатических условий, о петрографическом составе областей сноса (Палеогеографический анализ для прогнозирования бокситоносности, 1980 г.).

Большие объективные трудности (связанные в основном с неполнотой геологической летописи и частой недоступностью сохранившихся отложеиий для изучения), возникающие при палеогеографических реконструкциях, и нередко невозможность уверенного выделения строго одновозрастных отложений обусловливают сложность составления палеогеографических карт и возможность различной трактовки положенного в их основу фактического материала. В этой связи для того чтобы палеогеографические карты являлись геологическим документом, необходимо, чтобы на таких картах в максимальном виде были отражены основные исходные фактические данные.

Этим требованиям наиболее отвечают принципы и методы, разработанные при составлении Атласа литолого-палеогеографических карт СССР и изложенные в брошюре «Условные обозначения и методические указания по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» (1962 г.) и в книге «Палеогеография СССР», т. 1 (1974 г.).

Литолого-палеогеографические карты должны содержать: данные о литологии и мощностях толщ, образовавшихся за время, отвечающее соответствующей карте; данные о палеогеографических условиях, при которых эти толщи образовались, и данные об известных полезных ископаемых. Литологический состав отложений показывается различными штриховыми значками черного цвета, распределение мощностей — изопахитами, палеогеографические условия — цветными красками, а полезные ископаемые — особыми цветными значками. Одновременно на картах указываются места расположения как основных естественных разрезов, так и скважин, с приведением мощностей отложений.

Литологические данные, приводимые на карте, помимо состава осадочных пород в зонах осадконакопления, включают сведения о составе и распределении вулканогенных толщ и предполагаемом составе пород в пределах древних областей сноса. К палеогеографическим данным, показываемым на картах, отнесены особенности физико-географических условий осадконакопления, различная высота суши, сведения о характере фауны и флоры, данные о некоторых аутигенных минералах, конкрециях, цвете пород, угленосности и о палеомагнитных широтах.

Такая комплексность карт позволяет анализировать связь литологического состава осадков с палеогеографической обстановкой и выяснять литолого-палеогеографические закономерности размещения важнейших типов полезных ископаемых.

Принципы и методы, разработанные для составления Атласа литолого-палеогеографических карт СССР, могут широко использоваться, с теми или

иными коррективами и добавлениями, при составлении литолого-палеогеографических карт различных масштабов. Конечно, в каждом конкретном случае при составлении относительно крупномасштабных карт целесообразно детализировать, конкретизировать некоторые условные обозначения как для литологических разностей пород или осадков, так и для показа находок органических остатков, аутигенных минералов и т. д. Однако нужно стремиться, чтобы основные принципы условных обозначений сохранялись. Важно, чтобы и на картах, и на прилагаемых к ним профилях условные обозначения были одинаковыми. Любые изменения по площади каких-либо параметров осадочных пород или их составляющих, включая незначительные примеси, если они возникли во время седиментогенеза или диагенеза, могут быть в той или иной мере использованы при палеогеографических реконструкциях. Поэтому наиболее показательные и отчетливые изменения при возможности следует показывать на литолого-палеогеографических картах. Это могут быть определенные гранулометрические коэффициенты; распределение какой-то составляющей осадочных пород, какого-то типа осадков, минерала; изменение по площади отношений компонентов, минералов, элементов и т. д.

В случае когда нет возможности показать палеогеографические условия красками, приходится вводить какие-то специальные обозначения или совмещать в одном условном обозначении литологические и фациальные данные (см. гл. 36 [1]).

При составлении палеогеографических карт мира, материков и крупных регионов обычно принято брать для каждой карты большой отрезок времени: период, эпоху, век и строить их последовательно для всех или основных отрезков времени в пределах всего выбранного возрастного этапа. Чем детальнее карта, тем меньше берется отрезок времени, для которого она составляется. Это приводит к тому, что при детальных работах часто становится целесообразным, а иногда и необходимым, строить карты не для всех геологических моментов истории определенного этапа развития изучаемого региона, а лишь для некоторых из них. В одних случаях выбор таких этапов обусловливается определенными практическими потребностями — целесообразностью составления карт для горизонтов, с которыми связаны или могут быть связаны месторождения полезных ископаемых. В других же случаях представляет интерес составление карт для переломных моментов геологической истории. Обычно считается, что наиболее целесообразно в таком случае составлять карты для моментов максимального развития трансгрессии и регрессий (или моментов максимального увеличения размеров областей осадконакопления или сноса). По мнению Л. Б. Рухина (см. гл. 36 [2]), выбор этапов наибольших трансгрессий и регрессий для составления палеогеографических карт важен еще и потому, что он позволяет составлять единые сводные карты для обширных территорий, поскольку обычно во всех районах, охваченных данной трансгрессией, максимальное ее развитие происходит в один и тот же момент.

Во всех случаях, независимо от масштаба и детальности карт, рекомендуется их составлять последовательно от современной эпохи к более древним или от более молодых этапов к более древним, т. е. идти от известного к менее известному. Кроме того, при таком составлении карт осуществляется не только взаимный контроль производимых реконструкций, но и в максимальной мере может быть использовано проявление унаследованности в развитии палеогеографических обстановок.

В общем случае составление палеогеографических карт распадается на ряд этапов (см. гл. 36 [1, 2]): 1) выделение среди изучаемого осадочного комплекса одновозрастных отложений, для которых будет составляться каждая карта; 2) определение первоначальной области распространения этих отложений и выяснение особенностей их состава и строения; 3) физико-географическая характеристика древней суши и разнообразных водных бассейнов.

Однако хотя эти этапы в определенной мере сменяют один другой, в то же время все они обычно тесно связаны между собой и работа в плане каждого из них в какой-то мере должна проводиться в течение всего времени проведения палеогеографических исследований.

Палеогеографические карты обычно строятся на современной географической основе. Однако в областях развития складчатых отложений, сформировавшихся в условиях тектонических перемещений на большие расстояния, при палеогеографических реконструкциях приходится использовать иную географическую основу, учитывающую вероятное расположение осадочных толщ до эпохи соответствующих деформаций. Такие реконструкции требуют проведения детальных специальных работ и использования сложной методики, в основе которой лежат тектонические приемы (см. гл. 37 [8]).

Очень часто большое количество фактических данных не может быть показано на палеогеографических картах. В то же время при составлении карт, а часто и при дальнейшем анализе их, использование этих данных может быть не только целесообразным, но и необходимым. Вот почему в таких случаях следует имеющийся материал обобщить путем составления вспомогательных схем (см. гл. 36 [2]). Такие схемы могут быть как самостоятельными (при большом количестве имеющегося материала), так и объединенными. В общем случае при наличии соответствующих данных могут быть составлены следующие схемы.

1. Схема расположения использованных естественных разрезов и разрезов по скважинам и распространения пород соответствующего возраста. Это — схема фактического материала. При изменчивом петрографическом составе отложений по разрезу удобно вблизи от точек расположения изученных разрезов давать схематические колонки.

2. Схема расположения тектонических структур, существовавших во время, для которого составляется карта.

3. Схема изменения осадков во время литификации и метаморфизма, составляющаяся для более надежного выяснения первоначального характера отложений. Особенно важно составлять ее при значительном проявлении процессов метаморфизма.

4. Палеодинамическая схема, характеризующая особенности движения среды отложения осадочного материала. На ней приводятся данные о преобладающем наклоне слойков в косослойчатых текстурах и уплощенных галек; об ориентировке удлиненных органических остатков, осей галек, знаков ряби, промоин; направления движения мутьевых потоков и оползаний осадков; изменения состава грубообломочного и песчаного материала, позволяющие судить о направлении сноса и транспортировки осадочного материала.

5. Биогеографическая схема, обобщающая данные, полученные при изучении присутствующих в рассматриваемых отложениях органических остатков.

6. Схемы особенностей изменения по площади распространения некоторых обломочных и аутигенных минералов, химических компонентов, химических

элементов или их отношений; схемы терригенно-минералогических провинций.

7. Схемы изменения по площади песчанистости отложений, гранулометрических параметров, окатанности обломков и зерен и схемы, составляющиеся при наличии достаточно большого количества фактических данных.

8. Палеобатиметрическая схема (см. гл. 37 [8]).

Литолого-палеогеографические карты разных масштабов имеют первостепенное значение для выяснения закономерностей формирования осадочных полезных ископаемых, для научного прогноза поисков их месторождений. Они могут быть широко использованы для решения разнообразных общих вопросов геохимии, литогенеза и эволюции литогенеза в ходе геологической истории Земли (*А. Л. Яншин*, 1973 г.).

Палеогеографические карты широко могут использоваться для выяснения характера и истории тектонических движений земной коры, выявления существования конседиментационных структур и решения других тектонических вопросов.

В том случае, если палеогеографические карты действительно отвечают требованиям, к ним предъявляемым, т. е. базируются на синтезе всех имеющихся геологических данных и с оптимальной полнотой отражают фактический материал, они являются документами, позволяющими выявлять вопросы, требующие скорейшего разрешения, и научно обосновывать поиски полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Михайлова Н. А.* Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных палеогеографических карт. М., Наука, 1973. 54 с.

2. *Палеогеографические* исследования в нефтяной геологии. М., Наука, 1979. 127 с.

Часть VIII
МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В ЛИТОЛОГИИ

Глава 39
ЗАДАЧИ ЛИТОЛОГИИ, РЕШАЕМЫЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАТЕМАТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ И ЭЛЕКТРОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОЙ ТЕХНИКИ

Математизация данных литологии определяется исследованиями, ведущимися преимущественно по двум направлениям. Первое направление охватывает работы эмпирического уровня, к которому относятся разнообразные задачи, связанные с изучением вещества осадочных пород, с расчленением и корреляцией разрезов, а второе — включает задачи по моделированию условий осадко- и слоенакопления применительно к генетически различным типам отложений.

Наиболее часто в литологии приходится решать задачи, связанные с изучением вещества осадочных пород на основании результатов гранулометрического, морфометрического, минералогического и некоторых других анализов. Обилие получаемого при этом цифрового материала предопределяет использование аппарата математической статистики. Последний дает возможность оценивать средние значения измеряемых признаков, меру их изменчивости в пределах объектов одного или разных классов; сравнивать гранулярные составы разнофациальных отложений; вычислять обобщенные характеристики пород типа коэффициента сортировки или медианного размера зерен; оценивать статистически устойчивые колебания содержаний минералов тяжелой фракции в стратиграфической последовательности; устанавливать закономерности распределения важнейших литологических характеристик на площади. Наряду с методами классической математической статистики эффективными оказываются информационные меры, которые используются, в частности, для построения фациальных карт и оценки сортированности осадка.

На эмпирическом уровне решаются пока задачи расчленения осадочных толщ. Накоплен определенный опыт использования математических методов при их решении и получены интересные результаты.

С помощью моделирования решают преимущественно седиментологические задачи, имеющие целью реконструкцию процессов седиментации в различных гидродинамических обстановках. Для их решения используют классические математические дисциплины (анализ, математическая физика, гидромеханика) и методы, разработанные с учетом современной теории случайных процессов.

Большая часть современных математических методов предусматривает обеспечение электронно-вычислительной техникой (ЭВТ). Поэтому все методы, которые излагаются в Справочнике, в принципе могут быть реализованы в виде конкретных программ для ЭВМ. Большая часть этих программ уже разработана, и в ведущих геологических центрах страны они имеются. На базе создан-

ной автоматизированной системы обработки геологической информации, в которую включены программы для ЭЦВМ Минск-32, можно реализовать практически все излагаемые в Справочнике математические методы.

Глава 40

ПРОСТЕЙШИЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ОБРАБОТКИ ЭМПИРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Численные значения литологических характеристик (гранулометрические индексы осадков, содержание в породе акцессорных минералов), фигурирующие в решении конкретных задач, могут быть обработаны методами математической статистики. В данной главе излагаются простейшие статистические приемы обработки литологического материала. Подробные сведения о них можно найти в популярных учебниках по статистике Н. В. Смирнова и И. В. Дунина-Барковского (1965 г.), Е. С. Вентцель (1964 г.) и др., а также в специализированных методических пособиях для геологов Р. Л. Миллера и Дж. С. Кана (1965 г.), У. Крумбейна и Ф. Грейбилла (1969 г.), И. П. Шарапова (1971 г.) и многих других.

Все эти методы могут использоваться для решения разнообразных в содержательном отношении задач.

Распределение дискретных величин и их статистические характеристики. Наиболее наглядной формой представления численных данных является построение гистограммы, т. е. эмпирической плотности вероятностей дискретной случайной величины. Для этого по горизонтальной оси откладываются разбитые на разряды (интервалы группировки) значения исследуемой характеристики, а по вертикальной — частости попадания отдельных ее значений в соответствующий разряд*. Гистограмма строится по статистическому ряду распределения, который задается в виде таблицы (табл. 37-1).

Таблица 37-1

Статистический ряд распределения

Интервалы группировки	$x_1 \div x_2$	$x_2 \div x_3$	. . .	$x_{i-1} \div x_i$	. . .	$x_{n-1} \div x_n$
Частости	m_1/N	m_2/N	. . .	m_i/N	. . .	m_n/N

m_i — это число наблюдений, попавших в i-ный разряд; N — общее число наблюдений; $x_{i-1} \div x_i$ — длина i-го разряда группировки. Желательно, чтобы при построении гистограммы длины разрядов были одинаковыми. Контролем правильности расчетов частостей служит соотношение $\sum_{i=1}^{n} mi/N = 1$. Эмпирическое распределение содержит полную информацию об исследуемой величине, поскольку с его помощью удается получить и все статистические характеристики этой величины. Как правило, определяются лишь важнейшие из них.

* Графические иллюстрации излагаемых методов содержатся в любом из упомянутых руководств по математической статистике.

Среднее значение случайной величины $\bar{x}$ характеризует абсциссу «центра тяжести распределения». Если $\bar{x}=(x_n-x_1)/2$, то распределение симметрично относительно «центра тяжести» или, что то же самое, относительно $\bar{x}$. Среднее значение исследуемой величины определяется по формуле:

$$\bar{x}=\tilde{x}_1 m_1/N+\cdots+\tilde{x}_n m_n/N=1/N\sum_{i=1}^{n}\tilde{x}_i m_i\approx\sum_{i=1}^{n}\tilde{x}_i\tilde{p}_i, \tag{1}$$

где $\tilde{x}_i$ — центр i-го разряда; $\tilde{p}_i=m_i/N$ — частость, соответствующая i-му разряду. Если исходный материал не сгруппирован по разрядам, то

$$\bar{x}=1/N\sum_{i=1}^{N}x_i^*, \tag{2}$$

где x_i^* — численное значение i-го наблюдения. Вероятностным аналогом среднего значения является математическое ожидание случайной величины $M(x)$.

Однако знание только центра, относительно которого группируются отдельные значения случайной величины, недостаточно. Эти значения могут располагаться в непосредственной близости от $\bar{x}$, а могут рассредоточиться (притом неравномерно) с левой и с правой сторон относительно $\bar{x}$. Иными словами, отдельные значения случайной величины всегда как бы рассеяны вокруг $\bar{x}$. Численной мерой рассеяния является дисперсия случайной величины x, которая может быть рассчитана по формуле

$$\hat{D}(x)=1/N-1\sum_{i=1}^{N}(x_i^*-\bar{x})^2. \tag{3}$$

Понятно, что если $\hat{D}(x)=0$, то случайная величина может принять только одно значение, совпадающее с $\bar{x}$. Чем больше $\hat{D}(x)$, тем больше мера рассеяния отдельных значений случайной величины относительно $\bar{x}$.

В приложениях, в частности литологических, большую популярность получила величина, которую называют средним квадратическим, или стандартным отклонением σ_x:

$$\sigma_x=\sqrt{\hat{D}(x)}. \tag{4}$$

Смысл этой величины ясен из способа ее определения. В гранулометрии, к примеру, σ_x характеризует меру сортированности осадка.

В качестве относительной меры рассеяния можно использовать коэффициент вариации v_x:

$$v_x=\sigma_x/\bar{x}\cdot 100\%. \tag{5}$$

Важными характеристиками распределения являются квантили, т. е. абсциссы, которым соответствует определенный процент накопленной частости. (Накопленная частость появляется при построении так называемых кумулятивных, или интегральных кривых распределения). Например, 50%-ная квантиль получила специальное название — медиана распределения. Квантильные оценки широко используются при обработке данных гранулометрических анализов. Например, при расчете коэффициента сортировки Траска во внимание, как известно, принимаются две квантили: 25%-ная и 75%-ная, а при более точных

оценках учитываются около 10 квантилей, начиная с 5%-ной и далее (Шванов, 1969 г.) и др. [7].

Кроме среднего и медианного значения случайной величины, гистограмма может быть охарактеризована модой распределения, т. е. величиной абсциссы, соответствующей максимальному значению частости, приходящейся на i-й разряд группировки. Эмпирическое распределение может иметь два или три локальных максимума. Тогда говорят о двух и трех модальных распределениях. Такие кривые очень часто встречаются при «валовом» исследовании гранулометрии гетерогенных песков или при построении гистограмм по результатам дробных ситовых анализов, когда размеры частиц сгруппированы по 19 или 38 интервалам (число фракций анализа).

Для симметричных распределений численные значения среднего, медианы и моды совпадают. Однако на практике, как правило мы имеем дело с асимметричными распределениями. Мерой асимметрии может служить величина $\hat{Sk}$:

$$\hat{Sk} = \sum_{i=1}^{N} (x_i{}^* - \overline{x})^3 m_i / N\sigma_x{}^3. \tag{6}$$

Если $\hat{Sk}=0$, то распределение симметрично относительно $\bar{x}$. Мерой островершин распределения при подсчете служит эксцесс $\hat{Ek}$:

$$E\hat{k} = \frac{\sum_{i=1}^{N} (x_i{}^* - \overline{x})^4 m_i}{N\sigma_x{}^4} - 3. \tag{7}$$

Если $\hat{Ek}=3$, то эмпирическое распределение близко к нормальному.

Методы статистической проверки гипотез. Под проверкой гипотез в статистике обычно понимается сравнение выборочных характеристик с помощью специальных критериев. Поясним это определение следующим примером.

Исследователь хочет знать, различаются или нет средние индексы окатанности зерен песчаника по мере удаления от предполагаемого источника сноса кластического материала. Отобрав по намеченному заранее профилю пробы песчаника и оценив коэффициент окатанности зерен (например, по Ваделу), т. е. сформировав ряд выборок N_1, ..., N_k, литолог сводит интересующую его задачу к проверке гипотезы о значимости различия средних значений индекса окатанности в сделанных им выборках. Гипотеза проверяется с помощью последовательного применения к парам выборок критерия Стьюдента. Если различия окажутся значимыми, то скорее всего это связано с тем, что профиль действительно отражает направление сноса материала, поскольку известно, что в общем случае окатанность зерен улучшается по мере удаления от источника сноса. Статистический метод, таким образом, значительно повысит надежность палеогеографических реконструкций.

Из множества известных в статистике критериев проверки гипотез мы рассмотрим: t-критерий Стьюдента и F-критерий Фишера. Выбор объясняется тем, что эти критерии «работают» с важнейшими выборочными характеристиками, — средним и дисперсией. Кроме того, эти критерии достаточно просты, а необходимые для них таблицы имеются в любом учебнике по статистике.

Для того чтобы использовать критерий Стьюдента, проверяя гипотезу о равенстве средних в двух выборках, требуется оценить величину:

$$t=\frac{\bar{x}_1-\bar{x}_2}{\sqrt{N_1S^2_{x_1}+N_2S^2_{x_2}}}\sqrt{\frac{N_1N_2(N_1+N_2-2)}{N_1+N_2}}, \tag{8}$$

где $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$ — средние значения исследуемого признака в первой и второй выборках; N_1 — объем первой и N_2 — объем второй выборок; $S^2_{x_1}$ и $S^2_{x_2}$ — оценки дисперсии признака в первой и второй выборках. Если $|t|$ не превосходит теоретического значения $t_{q_1 k}$, получаемого из таблиц при уровне значимости q и числе степеней свободы k*, то проверяемая гипотеза не отвергается, и различия средних значений считаются значимыми.

С помощью t-критерия Стьюдента решаются разнообразные задачи: сравниваются средние значения мощностей отдельных типов пород в последовательно наращиваемых выборках, на основании чего расчленяют разрез на однородные (в смысле статистического равенства средних мощностей) совокупности; оценивается существенность различий средних концентраций того или иного акцессория в двух смежных терригенно-минералогических провинциях (ТМП).

Смысл F-критерия Фишера наглядно иллюстрирует следующий пример. Предположим, выделено две ТМП, в каждой из которых в ряде точек оценена концентрация соответствующих минералов. Сравнивая содержания одноименных минералов в этих провинциях, мы хотим выяснить, в какой из них сильнее проявлены процессы осадочной дифференциации вещества. Основу для ответа на этот вопрос и дает F-критерий Фишера, оценивающий значимость различия дисперсий в двух совокупностях по выборочным данным.

Практически задача сводится к оценке величины:

$$F=S^2_{x_1}/S^2_{x_2}, \quad \text{где} \quad S^2_{x_1}>S^2_{x_2}. \tag{9}$$

Полученное эмпирическое значение F, как и в случае t-критерия, сравнивается с теоретическим, заимствуемым из таблицы, где приведены q — верхние процентные пределы $F_{q, k_1.k_2}$. Если $F<F_{q_1,k_1,k_2}$, то различия дисперсий считаются незначимыми. Или, другими словами, возвращаясь к нашему примеру, можно утверждать, что процессы осадочной дифференциации в двух ТМП были проявлены с одинаковой интенсивностью.

Глава 41

МЕТОДЫ МНОГОМЕРНОЙ СТАТИСТИКИ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ЛИТОЛОГИИ

С появлением на вооружении у геологов быстродействующих ЭВМ при геологических исследованиях все шире стали применять методы многомерной статистики, с помощью которых можно решать такие задачи, как установление мер связи различных литологических характеристик и выявление тенденций их изменения в пределах больших территорий. Однако простота и доступность, с какой в наше время удается чрезвычайно быстро обрабатывать большие массивы эмпирической информации и из первоначально незначительного числа литологических характеристик получать практически неограниченное количество

* В. Н. Смирнов, И. В. Дунин-Барковский, 1965 г.

выводных признаков, требует глубокого понимания сути используемых при этом математических методов, так как от этого зависят и формулировка решаемых задач, и содержательная интерпретация получаемых результатов.

Корреляционный анализ. Основной целью корреляционного анализа является оценка меры связи между случайными величинами, когда значения одной из них, соответствующие определенным значениям другой, имеют определенную вероятность реализации. Мерой связи в корреляционном анализе является коэффициент корреляции r, который рассчитывается по формуле

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{N}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N}(x_i-\bar{x})^2\sum_{i=1}^{N}(y_i-\bar{y})^2}}. \qquad (10)$$

Здесь x_i и y_i — текущие значения случайных величин в первой (x_i) и во второй (y_i) выборочных совокупностях; $\bar{x}$ и $\bar{y}$ — средние значения этих величин; N — число наблюдений. Значимость найденных значений r оценивается по таблицам (Л. Н. Большев, В. Н. Смирнов, 1965 г.).

Коэффициент корреляции обычно рассчитывается при палеогеографических построениях на уровне гранулометрического состава пород: например, между медианным размером зерен и коэффициентом сортировки при оценке факторов, определяющих процессы слоеобразования (корреляция между средним размером зерен и мощностью слоя), а также при решении многих других литологических задач.

Многократная корреляция. Метод многократной корреляции разработан Ю. К. Бурковым (1968 г.). Он может быть использован для реконструкции условий формирования пород, для уточнения и контроля стратиграфического расчленения осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, для оценки фациальных и палеогеографических условий седиментогенеза, для установления металлогенической специализации осадочных образований и для многих других задач. Исходными данными служат содержания малых элементов, полученные путем спектрального анализа. В результате применения метода устанавливается иерархия ассоциаций малых элементов в пределах исследуемого объекта.

Как показал Л. Н. Дуденко, метод многократной корреляции в наиболее доступной форме может быть изложен следующим образом (Абрамович и др., 1972 г.). Пусть $R_0=\{r^0_{ij}\}$ — матрица парных коэффициентов корреляции размерности $m\times m$, где m — число признаков. Λ_0 — диагональная матрица порядка m, у которой на главной диагонали стоят элементы:

$$\sigma^2_{0i} = 1/m\sum_{j=1}^{m}(r^0_{ij}-\bar{r}^0_i)^2,$$

где $\bar{r}^0_i$ — средний коэффициент корреляции в i-й строке R_0.

N — квадратная матрица порядка m, состоящая из $+1$. E — единичная матрица порядка m. Матрица R_0 нормируется, т. е. вычисляется матрица R^1_0 по формуле:

$$R_0' = \Lambda_0^{-1/2}R_0\left(E-\frac{1}{m}N\right).$$

Затем вычисляется матрица $R_1 = 1/mR_0^1(R_0^1)^{\text{т}}$, где т — знак транспонирования. Полученная матрица R_1 рассматривается как R_0 и т. д. Итерационный процесс при этом задается формулой

$$R_k = \frac{1}{m} R'_{k-1} (R'_{k-1})^{\text{т}},$$

где $R^1_{k-1} = \Lambda_{k-1} R_{k-1} (E - N/mN)$, $k = 1, 2 \ldots$. Сходимость итерационного процесса в рамках самого метода, вообще говоря, не доказана. Практически итерационный цикл заканчивается, когда разность по модулю между любым элементом матрицы R_k и единицей не превосходит заданного сколь угодно малого числа ε.

Метод построения рядов подвижности химических элементов в зоне гипергенеза. Метод также разработал Ю. К. Бурков (1968 г.) на базе корреляционного анализа. Содержательной основой метода явилось представление о многообразии форм миграции элементов. Местоположение каждого из элементов в рядах подвижности определяется соотношением частей от общей массы элемента, которые мигрируют в виде раствора или взвеси. Предполагается, что соседние элементы в рядах подвижности должны иметь определенное физико-химическое сходство. Поэтому степень согласованности колебаний концентраций элементов в осадках будет более высокой для каждой пары рядом расположенных элементов по сравнению с элементами, удаленными в ряду друг от друга. Отсюда вывод — для построения ряда подвижности требуется выявить такую последовательность химических элементов, чтобы элементы, стоящие рядом друг с другом, обладали максимальными положительными связями в отношении парной корреляции.

Множественная линейная регрессия. Основной целью методов регрессионного анализа является установление зависимостей условного среднего значения одной случайной величины от соответствующего значения другой (других). Например, с помощью регрессионного анализа можно оценить, как связаны индексы окатанности зерен песчаника с их медианным размером и расстоянием до источника сноса, или установить зависимость концентраций отдельных акцессориев от фракционного состава терригенных пород и т. д.

В практическом отношении задачей регрессионного анализа является оценка по методу наименьших квадратов коэффициентов и дисперсий коэффициентов уравнений линейной регрессии в рамках общей модели:

$$Z = F^{\text{т}} B + E, \tag{11}$$

где Z, E — векторы наблюдений (Z) и ошибок наблюдений (E) размерности $(n \times 1)$, F — матрица размерности $(m \times n)$, n — число наблюдений, m — число признаков, B — вектор неизвестных коэффициентов размерности $(m \times 1)$. В модели предполагается, что ошибки наблюдений $\{\varepsilon\}$ — независимые случайные величины с математическим ожиданием, равным нулю, и дисперсией, равной дисперсии наблюденных значений признаков.

При сделанных допущениях вектор оценок регрессионных коэффициентов $\hat{B}$ должен удовлетворять уравнению

$$FD^{-1}(Z) F^{\text{т}} \hat{B} = FD^{-1}(Z) Z. \tag{12}$$

Несмещенные оценки дисперсии отклонений σ^2 и ковариационные матрицы оценок коэффициентов $\hat{D}(\hat{B})$ определяются из соотношений

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n-m} V^{\text{т}} D^{-1}(Z) V \quad \text{и} \quad \hat{D}(\hat{B}) = \hat{\sigma}^2 (FD^{-1}(Z) E^{\text{т}})^{-1},$$

где $V = Z - F^{\text{т}} B$.

Теоретические основы и практическая реализация методов многомерного регрессионного анализа содержатся в монографиях С. Р. Рао (1968 г.), Т. Андерсона (1963 г.) и в других сводках по математической статистике. В более популярной форме они изложены в книге У. Крамбейна и Ф. Грейбилла (1969 г.)

Тренд-анализ. Этот статистический метод является разновидностью множественного регрессионного анализа, когда элементы матрицы наблюдений F в общей линейной модели (11) рассматриваются как функции от условных координат (x_k, y_k), $k=\overline{1, n}$.

Тренд-анализ (или, иначе, анализ поверхностей тренда) находит широкое применение при решении разнообразных задач литологии. К ним относятся изучение закономерностей распределения обломочного материала на исследуемой территории с целью установления наиболее вероятного положения источника сноса (Романова, 1971 г.), выявление мелкоамплитудной тектоники по данным мощностей слоев в скважинах, картирование распределения на площади полезного компонента (например, янтаря) с целью установления закономерных тенденций локализации его повышенных концентраций.

Специфика анализа поверхностей тренда заключается в способе задания и в методах построения этих поверхностей. Точки на площади, в которых оценивается значение исследуемого признака, представляются в виде функций от условных координат $z(x_k, y_k)$, и задача заключается в том, чтобы выбрать какую-либо аналитическую поверхность, которая наилучшим образом приближала бы точки наблюдений $z(x_k, y_k)$. В ряде случаев эта поверхность задается выражением

$$f(x_k, y_k) = \exp P_3(x_k, y_k), \qquad (13)$$

где $P_3(x_k, y_k)$ — полином третьего порядка. Аппроксимацию в виде (13) использовала, например, М. А. Романова (1971 г.) для анализа поверхностей тренда современных песчаных отложений Центральных Каракумов. Эту аппроксимацию можно назвать полиномиальной моделью тренд-анализа. При этом необходимо значения зависимой переменной предварительно прологарифмировать.

Кроме полиномиальной модели можно использовать модель неполиномиального тренд-анализа [6], которая основана на применении пошаговой регрессионной процедуры. Общая модель поверхности тренда аналогична линейной модели (11) множественного регрессионного анализа. В данном случае Z является вектором наблюдений в точках с условными координатами (x_k, y_k). Также предполагается, что компоненты вектора $\{Z_k\}$ есть случайные величины с математическим ожиданием, равным нулю, и дисперсией σ^2. Кроме того, в данном случае матрица F имеет размерность $(p \times n)$, поскольку тренд-анализ есть регрессия какого-то одного признака по условным координатам. В неполиномиальной модели тренд-анализа элементами матрицы F являются значения непрерывных функций $f_i(x, y)$ в точках наблюдений, причем также предполагается, что $M(fi(x, y))=0$; $i=\overline{1, p}$.

Именно конкретный набор функций $\{f_i(x, y)\}$ и определяет данную неполиномиальную модель. Как и ранее, B — вектор размерности $(p \times 1)$ неизвестных коэффициентов, а E — вектор размерности $(n \times 1)$ ошибок наблюдений, являющихся независимыми случайными величинами с $M(\varepsilon_k)=c_k$.

В полиномиальном тренд-анализе, когда аппроксимирующая поверхность задается в виде (13), неизвестные коэффициенты b_j обычно находятся по мето-

ду наименьших квадратов. Специфика же неполиномиальной модели, в частности, состоит в том, что в регрессионное уравнение включается только l таких членов f_s, $s_j = \overline{1,p}$, $j=\overline{1,l}$, для которых соответствующие коэффициенты регрессии b_{s_j} значимо отличаются от нуля. Исключение и введение функций в уравнение регрессии осуществляется пошаговой процедурой, причем на t-м шаге исключается или вводится только одна функция, а перед началом процедуры все функции считаются исключенными. Подробно пошаговая регрессионная процедура описана в сборнике «Программы для ЭЦВМ БЭСМ-4...». Здесь лишь укажем, что для t-го шага при включении функции в уравнение регрессии имеют место формулы:

$$\hat{b}_{s_t}^{(t)} = \frac{w_{os_i}^{(t)}}{w^{(t)}_{s_t s_t}}, \quad b_{s_i}^{(t)} = b_{s_i}^{(t-1)} - b_{s_t}^{(t)} b_{s_i s_t}^{(t-1)}, \quad i = \overline{1, t-1},$$

$$w_{ij}^{(t)} = w_{ij}^{(t-1)} - \frac{w_{is_t}^{(t-1)} \cdot w_{s_t j}^{(t-1)}}{w_{s_t s_t}^{(t-1)}}, \quad i, j \neq s_t. \qquad (14)$$

Здесь w_{ij} — элементы матрицы ковариаций между $f_i^{(t)}$ и $f_j^{(t)}$. Одной из особенностей данной модификации тренд-анализа является то, что на каждом шаге оценки регрессионных коэффициентов совпадают с их оценками по методу наименьших квадратов для включенных функций.

Таким образом, по каждому из исследуемых признаков можно построить карту тренда в изолиниях; оценить так называемый остаточный эффект, т. е. изменчивость признака, не учтенную трендом; в каждой точке наблюдений установить отклонение от регрессионной поверхности $\Delta z^{(s)}$; вычислить множественный коэффициент корреляции.

Дисперсионный анализ. Основной задачей дисперсионного анализа является оценка влияния на результирующий признак того или иного фактора или их комбинаций. Например, изучено содержание в нескольких типах пород и в пределах различных стратиграфических горизонтов минералов тяжелых фракций. Исследователя интересует от какого фактора: фациального (разные типы пород) или стратиграфического прежде всего зависит содержание акцессориев в исследуемых отложениях, или их концентрация определяется другими, не учтенными данной постановкой задачи факторами. Это пример содержательной постановки задачи, которая затем может быть сформулирована терминами дисперсионного анализа.

В зависимости от числа учитываемых факторов, влияние которых на результирующий признак исследуется, различают однофакторный, двухфакторный и в общем случае — многофакторный дисперсионный анализ. В настоящее время этот вид многомерного статистического анализа развился в сложную самостоятельную систему методов, наиболее обстоятельно изложенных в монографиях Х. Шеффе (1963 г.), Т. Андерсона (1963 г.), С. Р. Рао (1968 г.), С. Уилкса (1967 г.) и др.

Общая схема двухфакторного анализа (если использовать терминологию приведенного примера) следующая. Пусть по стратиграфическому признаку все наблюденные содержания какого-либо минерала делятся на n групп: A_1, $A_2, \ldots, A_n$, а по фациальному — на m групп: B_1, B_2, ..., B_m. Таким образом, все имеющиеся в распоряжении данные разбиваются на nm групп (или ячеек). Вообще говоря, в каждой ячейке может быть произвольное и в общем случае

неравное между собой число наблюдений (многомерный случай, когда в каждой ячейке имеется вектор значений результирующего признака). Однако для простоты мы ограничимся случаем, когда в каждой ячейке содержится только одно наблюдение.

Итак, всего $N=nm$ наблюдений в ячейках. Задача заключается в разложении суммы квадратов отклонений общего среднего содержания минерала (вне зависимости от учитываемых факторов) на компоненты, отвечающие предполагаемым факторам изменчивости: фациальному и стратиграфическому. Пусть x_{ij} — содержание минерала в породе, относимое к A_i стратиграфическому и к B_j фациальному факторам. Обозначим через $\bar{x}_i=1/m\sum_{j=1}^{m}x_{ij}$ среднее содержание минерала в разных типах пород, расположенных на одном стратиграфическом уровне, а через $\bar{x}_j=1/n\sum_{i=1}^{n}x_{ij}$ среднее содержание минерала в какой-то одной литологической разности пород, но находящейся на разных стратиграфических уровнях. И, наконец, пусть $\bar{x}=1/nm\sum_{i=1}^{m}\sum_{j=1}^{n}x_{ij}$ — общее среднее содержание минерала в исследуемой выборке. С учетом средних содержаний минерала $\bar{x}_i$, $\bar{x}_j$ и $\bar{x}$ общая сумма квадратов отклонений раскладывается на отклонения от средних по факторам следующим образом:

$$\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{m}(x_{ij}-\bar{x})^2=m\sum_{i=1}^{n}(\bar{x}_i-\bar{x})^2+n\sum_{j=1}^{m}(\bar{x}_j-\bar{x})^2+$$
$$+\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{m}(x_{ij}-\bar{x}_i-\bar{x}_j+\bar{x})^2. \qquad (15)$$

В дисперсионном анализе предполагается, что наблюденные значения признака x_{ij} распределены нормально с общим, но неизвестным параметром дисперсии σ^2. Оценка этого параметра производится по формулам:

$$S^2=\frac{\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{m}(x_{ij}-\bar{x})^2}{nm-1};\qquad S_1^2=\frac{m\sum_{i=1}^{n}(\bar{x}_i-\bar{x})^2}{n-1};$$
$$S_2^2=\frac{n\sum_{j=1}^{m}(\bar{x}_j-\bar{x})^2}{m-1};\qquad S_3^2=\frac{\sum_{i=1}^{n}\sum_{j=1}^{m}(x_{ij}-\bar{x}_i-\bar{x}_j+\bar{x})^2}{(n-1)(m-1)}, \qquad (16)$$

S_2^3 — сумма квадратов отклонений за счет неучтенных данной задачей факторов. Иногда эта величина оказывается наиболее существенной. Например, в нашей задаче на содержание минерала главным образом влияет не его принадлежность к определенному типу породы или к фиксированному стратиграфическому уровню, а расстояние от источника сноса.

Для оценки значимости введенных в задачу факторов используется F-критерий Фишера:

$$F_A=\frac{S_1^2}{S_3^2}\quad \text{и}\quad F_B=\frac{S_2^2}{S_3^2}. \qquad (17)$$

Обоснованность выбора факторов подтверждают величины F_A и F_B. Для многофакторного дисперсионного анализа общая вычислительная схема остается той же, только несколько усложняются расчетные процедуры. Поэтому при его использовании необходимо обеспечение ЭВМ.

Факторный анализ. Для того чтобы понять основную идею факторного анализа, рассмотрим пример. Известно, что осадочные породы формируются в условиях сложного взаимодействия геологических процессов, определяющего минеральные, структурные и геохимические особенности пород. На разных стадиях их образования превалируют те или иные конкретные факторы. (Здесь термин «фактор» имеет чисто геологический смысл.) Предполагается, что все факторы, так или иначе влияющие на будущий облик породы, связаны между собой не только смыслом «всеобщей связи и взаимообусловленности природных явлений», но и смыслом обычной парной корреляции, если признаки соотносимые с теми или иными процессами, выражены количественно. Исследователь ставит перед собой задачу на основе широкого комплекса литолого-геохимических признаков оценить условия образования породы (в терминологии выделенных геологических факторов) и количественно их роль в общем комплексе учитываемых условий. Для решения этой и подобных ей задач привлекаются методы современного факторного анализа.

Основная задача факторного анализа — нахождение новых некоррелированных признаков, каждый из которых является линейной комбинацией исходных. Реализуется эта задача путем преобразования признакового пространства в новую систему независимых взаимоортогональных осей. Основой служит матрица коэффициентов корреляции.

Выделенные таким образом признаки (компоненты) представляются в виде наборов коэффициентов корреляции между изучаемыми характеристиками. Степень связи выделяемых компонент с исходными признаками определяет так называемую факторную нагрузку. (Здесь термин «фактор» имеет чисто математический смысл.) В зависимости от того, какие коэффициенты корреляции из исходной матрицы попали в ту или иную компоненту, находится ее интерпретация как геологического фактора.

Следует отметить, что существует несколько процедур преобразования исходных признаков. В частности, в зависимости от способов факторизации различают R- и Q-методы факторного анализа. Процедуры их вычисления достаточно сложны. Для их понимания требуется знание линейной алгебры. По этой причине в Справочнике они не излагаются. Исчерпывающие сведения по этим вопросам можно найти в монографиях Г. Хармана (1972 г.), Д. Лоули и А. Максвелла (1967 г.), В. Н. Деча и Л. Д. Кноринга (1978 г.), Йерескога К. Г. и др. (1980 г.), а также в учебниках С. Р. Рао (1968 г.), С. Уилкса (1967 г.) и др. [3, 4].

Факторный анализ в настоящее время применяется при разнообразных литологических исследованиях. С его помощью определяют условия осадочного рудообразования, реализуемого как в прибрежно-морской, так и в континентальной обстановке; уясняются причины, влияющие на колебания состава близких в фациальном отношении типов пород, оцениваются условия формирования пористости песчано-алевритовых и карбонатных пород. Факторный анализ используется при расчленении и сопоставлении разрезов осадочных толщ по комплексу признаков, а также при решении вопросов, связанных с постседиментационным изменением пород по совокупным характеристикам их химического и ми-

нерального состава. Помимо перечисленных вопросов, факторный анализ может применяться для решения других задач литологии.

Дискриминантный анализ. Эта разновидность многомерного статистического анализа служит для целей формальной диагностики, когда требуется по заданному набору признаков отнести каждый последующий образец к одному из двух классов либо установить факт различия двух классов объектов по заданным признакам.

Например, с помощью методов дискриминантного анализа (дискриминантных функций) может быть решена задача о различии гранулометрического состава отложений двух генетически различных типов — прибрежноморских и эоловых. С помощью дискриминантных функций сравнивают минеральный состав фациально однородных, но стратиграфически различных пород одной формации и т. п.

Задача диагноза на базе дискриминантного анализа ставится следующим образом. Имеются выборки A_1 и A_2 (из совокупностей A_1^* и A_2^*) объемом N_1 и N_2 соответственно. Каждый образец характеризуется вектором с координатами (признаками) $\mathbf{X}=(x_1, x_2, ..., x_i, ..., x_n)$, $i=1,n$. Имеется также новый образец (объект) a, характеризуемый вектором признаков X_a. Причем заведомо известно, что либо $a \in A_1^*$, либо $a \in A_2^*$. Необходимо: 1) выявить различия между A_1^* и A_2^* по выборкам A_1 и A_2; 2) построить решающее правило для диагностики a; 3) определить, к какой совокупности относится образец a. Эти задачи решаются с помощью дискриминантных функций Р. Фишера, которые представляются в виде:

$$D(X) = \sum_{i=1}^{n} b_i x_i. \qquad (18)$$

Коэффициенты b_i линейной комбинации (18) находят при решении системы

$$Wb = \overline{x}^{(2)} - \overline{x}^{*(1)}, \qquad (19)$$

где b — вектор-столбец неизвестных коэффициентов b_i; $\overline{x}^{(2)} - \overline{x}^{(1)}$ — вектор разности оценок средних в первой (A_1) и второй выборках (A_2); W — матрица, характеризующая внутривыборочное рассеяние

$$W = \frac{N_1 - 1}{N_2 + N_1 - 2} W_1 + \frac{N_2 - 1}{N_1 + N_2 - 2} W_2,$$

а W_1 и W_2 — матрицы ковариаций выборок A_1 и A_2.

В случае, если равны матрицы ковариаций W_2^* и W_2^*, в качестве порогового значения выбирается величина Z:

$$Z = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^{n} b_i (\overline{x}_i^{(2)} + \overline{x}_i^{(1)}). \qquad (20)$$

Решающее правило тогда заключается в следующем. Если для образца «а» $\sum_{i=1}^{n} b_i x_{ai} < Z$, где x_{ai} i-я координата X_a, то $a \in A_1^*$, если соотношение обратно, то $a \in A_2^*$.

Если матрицы ковариаций W_1^* и W_2^* не равны, то решающее правило строится с учетом процедуры Андерсона — Бахадура (Андерсон, 1963 г.). Эта процедура значительно усложняет метод, делая его гораздо более трудоемким в вычислительном отношении. Однако, как показал опыт использования дискриминантных функций для решения разнообразных геологических задач, несмотря на то что предпосылки о равенстве ковариационных матриц зачастую не выполняются, конечные результаты анализа по методам Фишера и Андерсона — Бахадура с учетом практически необходимой точности, как изложили Абрамович, Груза (1972 г.), совпадают.

Глава 42

КОЭФФИЦИЕНТ РАНГОВОЙ КОРРЕЛЯЦИИ СПИРМЕНА

Один из важнейших этапов любых научных исследований — установление связей между отдельными сторонами изучаемого явления.

Существует много способов оценки силы связи. Наиболее распространены расчеты коэффициента корреляции, корреляционного отношения и ранговых коэффициентов корреляции.

В последние годы все шире используются ранговые коэффициенты корреляции. К числу таких относительно простых коэффициентов относится коэффициент координации Спирмена, или коэффициент корреляции рангов Спирмена. Этот коэффициент благодаря простоте вычисления завоевал, особенно за рубежом, большую популярность.

Достоинством рангового коэффициента корреляции Спирмена ρ так же как и других ранговых коэффициентов корреляции, является возможность его использования вне зависимости от того, какое распределение имеют коррелируемые признаки. Коэффициент ранговой корреляции Спирмена применим лишь в случае, когда функциональная зависимость между параметрами является монотонной, т. е. при росте аргумента значения функции только возрастают или, наоборот, только убывают.

Необходимо отметить, что поскольку коэффициент корреляции r оценивает линейную связь, то коэффициент Спирмена ρ может с большей или меньшей степенью точности заменять r лишь в случае линейной связи. Речь идет именно о замене r. Так как в общем случае коэффициент ρ имеет более широкое применение, чем r, для его вычисления не нужны ограничения в виде требования линейности связи, но в случае линейной зависимости коэффициент ρ с большой точностью приближается к r.

Коэффициент Спирмена вычисляется по формуле

$$\rho = 1 - \frac{6\Sigma d^2}{n^3 - n},$$

где n — число пар наблюдений; Σd^2 — сумма квадратов разностей рангов для каждой из пар значений признака.

При вычислении рангового коэффициента корреляции Спирмена в расчете участвуют не значения изучаемых признаков, а их ранги. Ранг — это число, присвоенное значению признака. Присвоение рангов значениям признака называется ранжированием. Порядок присвоения рангов следующий. Значения приз-

нака упорядочиваются по возрастанию. Самому малому значению присваивается ранг 1, следующим — 2, 3 и т. д. Если встречаются равные значения признаков, то и ранги присваиваются равные. Они называются объединенными рангами и рассчитываются как среднеарифметические из предполагаемых неравных рангов (табл. 39-1).

Таблица 39-1

Пример присвоения рангов

Значения одного из признаков	Упорядоченные значения	Присваиваемые ранги	Предполагаемые ранги	Значения одного из признаков	Упорядоченные значения	Присваиваемые ранги	Предполагаемые ранги
2,37	1,28	1		4,12	2,76	6	7
4,32	0,32	2		1,28	3,75	8	
0,32	1,28	3		2,76	3,80	9	
1,28	2,37	4		4,12	4,12	10,5	10
3,75	2,76	6	5	3,80	4,12	10,5	11
2,76	2,76	6	6	2,76	4,32	12	

Прежде чем подсчитывать d^2 и Σd^2, рекомендуется проверить контрольную сумму (Σd) разности рангов. Она должна быть равна нулю. Если эта сумма оказалась не равной нулю, значит, произошла ошибка либо в присвоении рангов, либо в расчете разности рангов.

Объединение рангов вызывает ошибку тем большую, чем больше было объединений рангов. Для устранения ошибки вводится поправка, прибавляемая к величине Σd^2.

Поправка равна сумме T_x+T_y, где T_x — поправка за счет объединения рангов для одного признака (x), а T_y — для другого признака (y).

T_x (или T_y) рассчитывается по формуле

$$T_x \text{(или } T_y) = \sum_{l=1}^{l} t^3 - t/12$$

или по табл. 39-2, составленной на основании этой формулы. Здесь l — число групп с количеством объединенных рангов от 1 до l, t — число одинаковых рангов в каждой группе.

Таблица 39-2

Таблица для определения поправок к Σd_n^2 в случае объединения рангов (значения T_x и T_y)

t	l = 1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
2	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5	4	4,5	5,0
3	2	4,0	6,0	8,0	10,0	12,0	14,0	16,0	18,0	20,0
4	5	10,0	15,0	20,0	25,0	30,0	35,0	40,0	45,0	50,0
5	10	20,0	30,0	40,0	50,0	60,0	70,0	—	—	—
6	17,5	35,0	52,5	70,0	87,5	105,0	122,5	—	—	—
7	28	56,0	84,0	112,0	140,0	168,0	196,0	—	—	—

Пример нахождения поправки к Σd^2 по табл. 39-2.

При ранжировании одного из значений признака имелось: 1 группа, в которой 6 объединенных рангов: $l=1$; $t=6$.

2 группы, в каждой 4 объединенных раига: $l=2$; $t=4$.

7 групп, в каждой 2 объединенных ранга: $l=7$; $t=2$.

По таблице находим T_x (или T_y) $=17{,}5+10{,}0+3{,}5=31$.

Аналогично производится расчет поправки для второго значения признака. Общая поправка равна сумме T_x+T_y, которая при нахожденни коэффициента Спирмена прибавляется к Σd^2.

Из анализа таблицы поправок и из приведенного примера видно, что поправка незначительна при объединениях 2-х, 3-х рангов, даже если такие объединения встречаются часто. Если поправка T_x+T_y незначительна относительно Σd^2, ею можно пренебречь. Объединение же большого количества рангов приводит к значительной ошибке вычисления Σd^2 и, следовательно, самого коэффициента ранговой корреляции ρ. Это и естественно. Наличие большого количества равных значений признака свидетельствует о малой изменчивости или малой точности измерения значений признака и несостоятельности оценки корреляции.

Подсчитав окончательную величину Σd^2 с учетом поправки (T^x+T_y), дальнейших расчетов можно избежать, если воспользоваться номограммой, опубликованной в 1968 г. и в 1980 г. [1, 2], которая удобна в использовании и с помощью которой с высокой точностью можно определять коэффициент ранговой корреляции Спирмена для 122 пар наблюдений и оценивать значимость связи на двух уровнях: с ошибкой $\alpha=0{,}01$ и $\alpha=0{,}05$.

Находим на основной номограмме вертикальную линию, соответствующую полученной величине Σd^2, и прослеживаем ее до пересечения с кривой числа наблюдений *n*. Точке пересечения отвечает горизонтальная линия с искомым коэффициентом ранговой корреляции (табл. 39-3).

Таблица 39-3

Пример нахождения ρ по номограмме

Число пар признаков *n*	Сумма квадратов разности рангов Σd^2	Коэффициент ранговой корреляции Спирмена ρ
43	18500	—0,45
22	2200	—0,25
100	280000	—0,7
75	32000	+0,55
40	640	+0,94 (определено по дополнительной номограмме)

Из формулы для расчета коэффициента ρ следует, что он может принимать положительные и отрицательные значения в пределах от —1 до +1. Положительные значения ρ указывают на прямую связь между признаками, отрицательные — на обратную. Чем теснее статистическая связь, тем ближе величина ρ к единице. Помимо численного определения коэффициента корреляции важно оценивать его значимость. Чтобы оценить значимость полученного при расчете рангового коэффициента корреляции Спирмена ρ, нужно выбрать уровень значимости, т. е. допустимую ошибку утверждения наличия связи. Выбор допустимой ошибки может зависеть от степени необходимой строгости и ответственности при выявлении связей. Чаще всего пользуются ошибками $\alpha=0{,}01$ и $\alpha=0{,}05$.

На номограмме критические области значений рангового коэффициента корреляции Спирмена ограничены кривыми линиями, соответствующими $\alpha=0,01$ и $\alpha=0,05$.

Если расчетное значение коэффициента ранговой корреляции Спирмена ρ попадает во внешние области номограммы, за пределами кривых линий, соответствующих $\alpha=0,01$ и $\alpha=0,05$, то полученное значение ρ интерпретируется в пользу наличия связи. При этом значения ρ, попадающие за пределами линий, соответствующих $\alpha=0,01$, связь доказывают более строго (ошибка составит менее чем один случай из ста), а значения ρ, попадающие в области между линиями с $\alpha=0,05$ и 0,01, могут интерпретироваться как свидетельство наличия связи с большей осторожностью, ошибка в утверждении наличия связи в этом случае составит более одного случая на 100 ($\alpha=0,01$), но менее одного случая на 20 ($\alpha=0,05$).

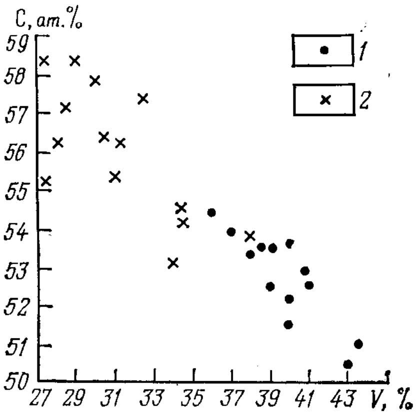


Рис. 39-1. График зависимости содержания C от выхода летучих V для углей Донбасса на стадиях углефикации Г—Ж, по данным Н. М. Караваева

Точки: 1 — для стадии Г, 2 — для стадии Ж

Значения ρ, попадающие во внутреннюю область номограммы, между линиями, соответствующими $\alpha=0,05$, при выбранной максимально допустимой ошибке 0,05 следует считать незначимыми, т. е. не подтверждающими наличие связи (табл. 39-4).

В качестве примера ниже приведен расчет коэффициента координации Спирмена, оценивающий линейную связь (рис. 39-1) между значениями показателя выхода летучих (V, %) и содержанием углерода (C, %) для углей Донбасса на стадиях углефикации Г и Ж (данные Н. М. Караваева) (табл. 39.5).

Таблица 39-4

Примеры интерпретации полученного при расчете значения ρ

Значение ρ	Число пар признаков	Оценка значимости
0,45	85	Связь вполне значима
—0,5	15	На уровне значимости 0,05 связь незначима
0,35	48	На уровне значимости 0,01 связь не значима, а на уровне 0,05 — связь значима

Таблица 39-5

Расчет коэффициента ранговой корреляции Спирмена (ρ) для углей Донбасса на стадиях углефикации Г—Ж (данные Н. М. Караваева). X — выход летучих, V (%); Y — содержание C (атомных долей, %)

№ пп	X	Y	h_1	h_2	d	d^2	Стадия углефикации
1	43,0	50,5	26	1	—25,0	625	„Г„
2	43,5	51,1	27	2	—25,0	625	
3	40,0	51,6	22	3	—19,0	361	
4	39,0	52,6	19,5	5,5	—14,0	196	
5	40,0	52,2	22	4	—18,0	324	
6	40,9	53,0	24	7	—17,0	289	
7	41,0	52,6	25	5,5	—19,5	380,25	
8	38,0	53,4	16,5	9	—7,5	56,25	
9	39,0	53,6	19,5	10,5	—9,0	81	
10	38,5	53,6	18	10,5	—7,5	56,25	
11	37,0	54,0	15	14	—1,0	1,0	
12	40,0	53,7	22	12	—10,0	100	
13	36,0	54,5	14	16	2,0	4,0	
14	34,0	53,2	11	8	—3,0	9,0	„Ж„
15	34,5	54,2	12,5	15	2,5	6,25	
16	38,0	53,9	16,5	13	—3,5	12,25	
17	34,5	54,6	12,5	17	4,5	20,25	
18	27,3	55,2	1	18	17,0	289	
19	31,0	55,4	8	19	11,0	121	
20	28,0	56,2	3	20	17,0	289	
21	30,5	56,4	7	22	15,0	225	
22	31,1	56,3	9	21	12,0	144	
23	28,5	57,2	4	23	19,0	361	
24	32,5	57,4	10	24	14,0	196	
25	30,0	57,9	6	25	19,0	361	
26	29,0	58,4	5	26,5	21,5	462,25	
27	27,5	58,4	2	26,5	24,5	600,25	
Σ 378			378	378	—179,0 +179,0 Σd=0	6195,0	

$$\rho=1-\frac{6\,\Sigma\, d_n^2}{n^3-n}=1-\frac{6\times 6195}{27^3-27}=1-\frac{37170}{19656}\approx 1-1,89\approx -0,89$$

Коэффициент координации равен: ρ=—0,89; связь значима на уровне значимости 0,01, что указывает на довольно тесную связь V и C. Знак минус говорит о том, что зависимость между этими параметрами обратная: чем больше величина показателя выхода летучих, тем меньше содержание C, т. е. меньше степень углефикации.

Для сравнения был рассчитан и коэффициент линейной корреляции (табл. 39-6), который получился равным: r=—0,90. Степень совпадения ρ и r очень высокая.

Коэффициент ранговой корреляции Спирмена ρ является относительно про-

Расчет коэффициента корреляции (r) для углей Донбасса на стадиях углефикации Г—Ж (данные Н. М. Караваева) X — выход летучих, V (%); Y — содержание C (атомных долей, %)

№ п/п	X	Y	X^2	Y^2	XY	Стадия углефикации
1	43,0	50,5	1849	2550,25	2171,50	„Г„
2	43,5	51,1	1892,21	2611,21	2222,85	
3	40,0	51,6	1600	2662,56	2064	
4	39,0	52,6	1521	2766,76	2051,40	
5	40,0	52,2	1600	2724,84	2088	
6	40,9	53,0	1672,81	2809	2167,70	
7	41,0	52,6	1681	2766,76	2156,60	
8	38,0	53,4	1444	2851,56	2029,20	
9	39,0	53,6	1521	2872,96	2090,40	
10	38,5	53,6	1482,25	2872,96	2063,60	
11	37,0	54,0	1369	2916	1998	
12	40,0	53,7	1600	2883,69	2148	
13	36,0	54,5	1296	2970,25	1962	
14	34,0	53,2	1156	2830,24	1808,80	„Ж„
15	34,5	54,5	1190,25	2937,64	1869,90	
16	38,0	53,9	1444	2905,21	2048,20	
17	34,5	54,6	1190,25	2981,16	1883,70	
18	27,3	55,2	745,29	3047,04	1506,96	
19	31,0	55,4	961	3069,16	1717,40	
20	28,0	56,2	784	3158,44	1573,60	
21	30,5	56,4	930,25	3180,96	1720,20	
22	31,1	56,3	967,21	3169,69	1750,93	
23	28,5	57,2	812,25	3271,84	1630,20	
24	32,5	57,4	1056,25	3294,76	1865,50	
25	30,0	57,9	900	3352,41	1737	
26	29,0	58,4	841	3410,56	1693,60	
27	27,5	58,4	756,25	3510,56	1606	
	Σ 952,3	1471,1	34261,50	80278,47	51625,24	

$$r=\frac{n\,\Sigma XY-(\Sigma X)\cdot(\Sigma Y)}{\sqrt{n\,\Sigma X^2-(\Sigma X)^2}\;\sqrt{n\,\Sigma XY^2-(\Sigma Y)^2}}=$$

$$=\frac{27\times 51625{,}24-952{,}3\times 1471{,}1}{\sqrt{27\times 34261{,}50-952{,}3^2}\;\sqrt{27\times 80278-1471{,}1^2}}=-7047{,}10/784{,}9\approx -0{,}90$$

стым, удобным, достаточно точным критерием для экспрессного способа количественной оценки силы связи между отдельными явлениями, различными их характеристиками. Поэтому его безусловно можно рекомендовать всем геологам и естествоиспытателям в их исследованиях. В случае необходимости особо точной оценки силы связи следует прибегать к определению обычного коэффициента корреляции r.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вассоевич Н. Б., Кузнецова Н. Г., Хамид А. Д.* Новая номограмма для определения и оценки значимости коэффициента координации (корреляции рангов) Спирмена. — Вест. МГУ. Сер. геол., № 8, 1968.

2. *Вассоевич Н. Б., Кузнецова Н. Г., Наговицына А. И.* Коэффициент ранговой корреляции Спирмена (справочное руководство), М., Изд-во МГУ, 1980.

3. *Деч В. Н., Кноринг Л. Д.* Нетрадиционные методы комплексной обработки и интерпретации геолого-геофизических наблюдений в разрезах скважин. Л., Недра, 1978, 192 с.

4. *Иереског К. Г., Клован Д. И., Реймент Р. А.* Геологический факторный анализ. Л., Недра, 1980, 223 с.

5. *Кендэл М.* Ранговые корреляции. М., Статистика, 1975.

6. *Программы* для ЭЦВМ БЭСМ-4 (вып. 13—24), ВСЕГЕИ. Л., 1976, 160 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОСАДКО- И ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ И ПРОБЛЕМЫ СОВРЕМЕННОЙ ЛИТОЛОГИИ

Осадкообразование зависит от тектонического режима, климата, глубины бассейна и многих других факторов. Одной из основных закономерностей осадкообразования является определенная зависимость ее от климата, которая наиболее ярко проявляется на суше, в водоемах суши, во внутренних морях и выражается образованием различных специфических для каждой климатической зоны осадков (климатические зональные типы литогенеза: ледовый или нивальный, гумидный и аридный).

Климатическая зональность проявляется в океанах, где различают зону теплого климата, примерно совпадающую с экваториальным поясом и тропиками, и зону холодного климата средних и высоких широт. Своеобразие океанического климата обуславливает заметные различия между западными и восточными берегами, в связи с чем в океанах намечается также меридиональная зональность литогенеза — наличие зоны апвеллинга и холодных течений у восточных берегов и зоны теплых течений у западных берегов.

Зависимость литогенеза от климата определяет закономерное распределение осадков разного типа на поверхности Земного шара в современный период и в отдаленные геологические эпохи. По типам осадков можно реконструировать палеогеографию и палеоклиматы. Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции являются основой для прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых осадочного происхождения.

Одной из важнейших проблем в этой области является дальнейшее изучение океанического литогенеза и его особенностей (в том числе климатической зональности), которые еще недостаточно исследованы. Другая проблема связана с выделением ледового литогенеза (на суше), нивального литогенеза (на суше, в водоемах суши, во внутренних морях суши), полярного литогенеза (на суше, в морях и океанах полярной области). Областью дальнейших исследований является уточнение объема выделяемых типов и выяснение правомерности этих названий в сущности для одного и того же типа литогенеза.

Второй закономерностью осадкообразования следует считать зависимость его от геотектонического режима, которая проявляется вулканизмом и обуславливает существование особого типа литогенеза, вулканогенно-осадочного, через складкообразование и вертикальные движения, создающие рельеф, определяющий состав и характер осадков (гранулярный и компонентный) и через колебательные движения и опускания, формирующие пласты осадочных пород и их мощности.

Интенсивное исследование морских и океанических осадков привело к накоплению нового фактического материала и важным обобщениям и вместе с тем поставило пред учеными новую проблему — выяснение влияния вулканизма на осадкообразование вообще и выяснение генезиса рудоносных осадков океанов и морей в частности. Механизм образования рудоносных (или металлоносных) осадков остается недостаточно ясным. Все они приурочены к рифтовым зонам и разломам (также к подводным вулканическим очагам), но поступает

ли вещество из недр в пределах рифтов и разломов (из мантии) или все ограничивается только подтоком тепла — не известно. Большинство исследователей наиболее хорошо изученные рудоносные осадки Красного моря считают эндогенными образованиями (по источнику вещества), однако сторонники экзогенного происхождения рудоносных осадков оперируют весьма вескими аргументами. Состав изотопов кислорода и водорода в поровых водах рудоносных осадков оказывается тождественным составу таковых в водах Красного моря.

Следующей закономерностью осадкообразования является периодичность, которая обусловлена главным образом изменениями климата и периодичностью геотектонических процессов — колебательных движений, складкообразования, магматизма и вулканизма.

Н. М. Страхов в своей монографии (1963 г.) приводит схему эволюции осадкообразования в истории Земли — более законченную и более подробную по сравнению с изложенной им в ранее выпущенном издании (1962 г.).

Периодичность также связана с изменением режима осадконакопления (короткопериодическая) и космическими явлениями (долгопериодическая). Большую роль играют эвстатические изменения уровня Мирового океана. По мнению ряда исследователей, они обуславливают глобальную периодичность осадконакопления на Земном шаре. Эвстатические изменения уровня Мирового океана зависят от климатических (гляциоэвстатические) и тектонических (тектоэвстатические) условий.

Если периодичность осадконакопления в пределах многих осадочных формаций считают явлением обычным, повсеместным и доказанным, то периодичность осадочных формаций не всегда признается. Даже наличие ее некоторые исследователи считают скорее исключением, чем правилом. В связи с этим одной из важных проблем является изучение конкретного проявления периодичности осадочных формаций и причин, которые ее вызывают.

Не менее интересным и важным следует считать выяснение масштабов и временного положения гляциоэвстатических изменений уровня Мирового океана и поиски подтверждений глобальных тектоэвстатических изменений уровня Мирового океана в геологическом прошлом.

С проблемой периодичности связана международная программа межконтинентальной корреляции осадочных толщ Земного шара — теоретическая и практическая проблема последней четверти двадцатого века.

Изучение осадков и осадочных пород, различных осадочных формаций привело к представлению об эволюции осадкообразования в истории земной коры, которая проявляется в изменении типов осадочных пород и осадочных формаций в связи с эволюцией органического мира и состава вод Мирового океана и атмосферы. Эти изменения являются направленными и необратимыми. Они прослежены на угленосных, кремнистых, железорудных, карбонатных, пестроцветных и некоторых других осадочных формациях.

Таким образом, эволюция осадконакопления может представлять одну из закономерностей развития земной коры — ее осадочной оболочки — стратисферы. Однако в настоящее время намечены только некоторые общие черты эволюции осадконакопления.

Помимо общих закономерностей осадкообразования, существуют и другие, о которых также следует упомянуть. Например, установлено, что характер терригенных осадков и их распространение по площади дна водных бассейнов определяются расстоянием до суши и глубинами (циркумконтинентальный и ба-

тиметрический контроль), гидродинамикой (волны и течения), биогенными осадками — климатическими условиями, ареалами распространения организмов и их продуктивностью, хемогенными осадками — климатическими условиями и физико-химическими свойствами вод.

В процессе образования осадков в стадию седиментогенеза происходит дифференциация осадочного вещества — сортировка его по размеру частиц, плотности, химическим и физико-химическим свойствам. Среди механической осадочной дифференциации различают сортировку обломочного материала и дифференциацию физико-химическую, свойственную коллоидному материалу, хемобиогенную дифференциацию, связанную с жизнедеятельностью организмов, и хемогенную, зависимую от вещества, находящегося в истинных — ионных растворах. Осадочная дифференциация вещества влияет на характер образующихся осадков и является причиной образования многих месторождений полезных ископаемых. Наряду с дифференциацией вещества действует такой фактор, как смешение или интеграция осадочного вещества, поступающего из разнообразных источников и разными способами, что является причиной образования смешанных и гибридных осадков.

Характер диагенеза и образующихся при этом минералов определяется составом осадков, характером и количеством присутствующего в них органического вещества (ОВ), составом и концентрацией поровых или иловых растворов.

Установлено, что в бассейнах с нормальной морской соленостью при обилии ОВ диагенез от начала и до конца осуществляется в щелочных восстановительных условиях, когда происходят редукция сульфатов морских вод бактериями, образование сероводорода и сульфидов железа.

При малом содержании ОВ в бассейнах с нормальной морской соленостью диагенез происходит в щелочных окислительных условиях с образованием окисных соединений железа и марганца. При этом процессе могут образовываться железо-марганцевые конкреции ложа океана и мелководного шельфа ряда морей.

При среднем содержании ОВ (порядка 1—3%) диагенез осуществляется вначале в щелочных восстановительных условиях с образованием сульфидов железа, фосфатов, глауконита, лептохлоритов и заканчивается в щелочных окислительных.

В сильно опресненных бассейнах, где наблюдается недостаток сульфат-иона, в осадках, обогащенных ОВ, диагенез происходит в слабощелочных и восстановительных условиях, когда образуются карбонаты железа и иногда марганца. Образование конкреций происходит на всех этапах диагенеза.

Диагенез карбонатных осадков на мелководье и в зоне литорали обычно очень скоро (десятки, сотни лет) приводит к цементации осадков магнезиальным кальцитом и арагонитом. В глубоководных условиях образуется главным образом кальцит, но цементация осадков наблюдается относительно редко.

Диагенез кремнистых осадков обычно заканчивается образованием кремнистых конкреций и прослоев.

Зона диагенеза может достигать нескольких сотен метров мощности, а длительность процесса — многих десятков миллионов лет. Об этом можно судить по данным глубоководного бурения в океанах, где на глубинах 500—800 м от поверхности дна встречены не породы, а неогеновые, палеогеновые и меловые

осадки с тем же составом поровых вод, что и в современных осадках морей и океанов.

В исследовании процессов диагенеза в последние два десятилетия достигнут большой прогресс, однако не все еще достаточно ясно. Одной из нерешенных проблем, в частности, остается определение мощности зоны диагенеза и длительности стадии диагенеза.

Постдиагенетические изменения осадочных пород происходят в условиях повышенной температуры и давления, зависят от наличия минерализованных растворов и фактора времени. В геосинклинальных отложениях определяющим фактором часто являются интенсивность складкообразования и стресс.

Значение складкообразования и стресса еще недостаточно изучено. Влияние стресса на характер изменения и преобразования осадочных пород (процессы минералообразования и изменения структур и текстур) исследовано в зонах дизъюнктивных нарушений и куполовидных структур платформ, в передовых прогибах и пара- и миогеосинклиналях. Однако данных о геосинклиналях и особенно эвгеосинклиналях с интенсивной складчатостью и широким проявлением стресса еще недостаточно. В последнее время интересный материал получен по палеозою Тянь-Шаня. В разрезах терригенных толщ Ферганского хребта от силура до перми с общей мощностью около 8 км осадочные породы изменены от стадии позднего катагенеза до стадии позднего метагенеза. В Алайском хребте терригенные толщи силура и девона мощностью 3,5—4,0 км в осевых частях синклиналей изменены от стадии позднего катагенеза до фации зеленых сланцев. В Зеравшано-Гиссарском хребте силур-девон-нижнекаменноугольные отложения мощностью около 4 км изменены от стадии позднего катагенеза до фации зеленых сланцев. В то же время в Донецкой и Верхоянской геосинклиналях с мощностью осадочных толщ 12—15 км определяющим фактором является гравитационное давление; постдиагенетические изменения не заходят далее стадии раннего и позднего метагенеза.

Таким образом, воздействие интенсивной складчатости и стресса приводит к уменьшению мощности зон вторичных изменений осадочных пород и появлению глубокометаморфизованных осадочных пород и настоящих метаморфических пород при относительно небольшой общей мощности осадочных толщ.

Вторая проблема — это проблема метагенеза в осадочных толщах платформ. В осадочном чехле платформ (Русской, Сибирской, Североамериканской) осадочные породы, измененные до стадии метагенеза, известны в отложениях позднего протерозоя. Мощность этих отложений незначительная, максимально достигает 1000—1500 м, а глубина наибольшего погружения — не более 3—4 км (Русская платформа). Возникает вопрос: какие факторы привели к столь сильным изменениям, если силы гравитационного давления при современном геотермическом градиенте не могли осуществить это? Вероятно, здесь играет роль фактор времени, когда происходили преобразования при относительно низких температурах и давлениях, в течение длительного времени (более миллиарда лет). Однако возможно и альтернативное объяснение этого явления. Возможно, что в протерозое термический режим Земли был иным — она была более разогретой и геотермический градиент был более высоким, т. е. постдиагенетические изменения осадочных пород осуществлялись при относительно невысоком давлении, но при высокой температуре.

С этими двумя проблемами тесно связан вопрос, где и как проводить границу между осадочными и метаморфическими породами, если целый ряд ми-

нералов и парагенетические ассоциации их, характерные для метаморфических пород, появляются еще на стадии метагенеза в измененных осадочных породах (минералы группы эпидота, полевые шпаты, слюды, хлориты и др.).

Граница между осадочными и метаморфическими породами представляет собой не плоскость, а зону разной мощности, и тем большую, чем разнообразнее комплекс метаморфизующихся пород. Это связано с различной способностью к метаморфизму разных типов пород. Наибольшую способность к метаморфизму проявляют мелкозернистые песчаные породы. Песчаные породы с глинистым цементом и глинистые метаморфизуются значительно слабее, наименьшей способностью к метаморфизму обладают грубообломочные породы.

При динамотермальном метаморфизме умеренных давлений и высоких температур минеральные изменения опережают текстурные и структурные, при динамическом метаморфизме — структурные и текстурные изменения опережают минеральные.

Проблемой, важной в практическом отношении, является разработка надежных методов определения степени изменения осадочных пород. В настоящее время литологи для этой цели изучают изменения физических свойств (объемная масса, порнстость, отношение пород к воде), ОВ (отражательная способность витринита, изменение показателей преломления), обломочных зерен, стадиальные изменения глинистых минералов, хлоритов, цеолитов, а также структурные преобразования (характер контактов между зернами) и парагенезы аутигенных минералов и др. Одним из наиболее универсальных способов определения степени изменения осадочных пород является измерение отражательной способности и показателей преломления витринита. В последнее время начали определять спектры абсорбции и флюоресценции вещества спор (споринита) и использовать это главным образом в нефтяной геологии. Значительная часть осадочных пород лишена ОВ, многие методы определения являются очень трудоемкими и дают плохо сопоставимые результаты. Новые разработки в этой важной области должны быть направлены на совершенствование старых и поиск новых методов.

Изучение древнейших докембрийских осадочных образований Земли принесло много интересного фактического материала, осмысливание которого является очередной задачей литологов. В связи с этим возникает проблема литологии докембрия — распознавание осадочных текстур и структур и их отличие от текстур и структур в фанерозойских отложениях, изучение процессов минералообразования на разных стадиях осадочного процесса от выветривания до метаморфизма, природы ОВ, восстановление условий образования древнейших образований Земли — фациальные и палеогеографические реконструкции.

Осадочная оболочка Земли — стратисфера, состоящая из различных осадков и осадочных пород, получает материал из трех источников: в результате разрушения твердой земной коры — литосферы и подтока вещества из мантии (в том числе и путем вулканических извержений), извлечения его из атмосферы и гидросферы благодаря жизнедеятельности растений и животных, а также в результате различных химических и физико-химических процессов (поступление вещества из космоса, по современным представлениям, не имеет существенного значения).

Осадки и осадочные породы представляют собой своеобразный избирательный фильтр, который задерживает и аккумулирует многие ценные вещества — полезные ископаемые осадочного происхождения. Условия образования большей

части осадочных полезных ископаемых в настоящее время в общих чертах выяснены, однако возникает необходимость определения генезиса конкретных месторождений осадочных полезных ископаемых, и литологам приходится решать эти вопросы, применяя знание литологии и методов ее изучения.

Однако имеются спорные вопросы в учении о происхождении осадочных полезных ископаемых. Особенно спорным является осадочный или гидротермальный генезис так называемых стратиформных месторождений полиметаллов и цветных металлов. Невыясненным остается генезис гидротермально-измененных и гидротермально-осадочных металлоносных осадков рифтовых зон морей и океанов. Все еще дискутируется вопрос о генезисе нефти. Большинство геологов считает нефть биогенной*, но некоторые остаются еще на позиции неорганической гипотезы происхождения нефти. Ряд исследователей предпринимает попытки ревизии условий соленакопления (галогенеза), предполагая, что осаждение солей возможно в глубоководных бассейнах.

Г. Ф. Крашенинников, Г. А. Каледа и С. В. Тихомирова выделяют как наиболее важные такие две основные проблемы литологии.

1. Выявление закономерностей распространения полезных ископаемых и создание теории их прогноза.

2. Всестороннее изучение вещества осадочных пород и особенно их физических параметров в связи с возрастающей ролью геофизических исследований геологических структур и месторождений полезных ископаемых.

П. П. Тимофеев освещает более широкий круг вопросов, связанных с основными проблемами современной литологии. Он рассматривает седиментогенез и литогенез** как два принципиально разных, следующих друг за другом, этапа осадко- и породообразования.

Для первого этапа — седиментогенеза выдвигаются следующие проблемы.

1. Определение питающих провинций.

2. Общее распространение фациальных типов осадков внутри седиментационных бассейнов.

3. Фации, типы ландшафтов и связь их с седиментационными бассейнами и питающими провинциями.

4. Конседиментационный тектонический режим.

5. Климат и его влияние на формирование фациальных типов осадков.

6. Гидродинамика и ее роль в формировании фациальных типов осадков.

7. Газоводные растворы фациальных сред.

8. Вулканизм и гидротермальная деятельность как фактор, влияющий на распределение и вещественный состав осадков.

Для второго этапа литогенеза названы проблемы:

1. Строение породных бассейнов, состав осадочных отложений.

2. Влияние фациальных обстановок и исходного вещества на преобразование осадков и пород.

3. Гидрохимический и гидрогеологический фактор, определяющие развитие процессов литогенеза.

4. Геотермический режим бассейна породообразования.

---

* Исходное вещество нефти биогенное, а механизм образования основной массы нефти абиогенный (термолиз и/или термокатализ).

** Литогенез, по П. П. Тимофееву, — это диагенез и все вторичные изменения, включая региональный метаморфизм, по Н. М. Страхову, — только гипергенез, седиментогенез и диагенез, по Н. Б. Вассоевичу, — то же, что и у Н. М. Страхова, плюс катагенез.

5. Закономерности распространения рассеянного и концентрированного углеродоорганического вещества в бассейнах породообразования.

6. Магматизм и гидротермальная деятельность как факторы вторичных преобразований.

7. Литогенетическая зональность в бассейнах породообразования разных тектонических областей.

8. Типы бассейнов породообразования и их зависимость от климатических и тектонических условий.

П. П. Тимофеев придает большое значение геологическим формациям и формационному анализу и формулирует следующие проблемы.

1. Геологические формации как комплекс осадков седиментационнных бассейнов, отвечающих определенному этапу тектонического развития.

2. Главные факторы образования формаций (тектоника, палеогеография и др.).

3. Типы осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, их генезис и классификация.

4. Пространственно-временные взаимоотношения формаций в пределах отдельных тектонических структур.

5. Факторы, определяющие вторичные изменения геологических формаций (литогенез, выветривание, тектонические деформации и др.).

В учении о полезных ископаемых автором намечен ряд проблем, в том числе происхождение железных руд докембрия, типы угольных бассейнов и месторождений, источники фосфора при образовании фосфоритов, новые минеральные типы месторождений солей, эпигенетические месторождения серы и урана, разработка представлений об осадочных металлогенетических провинциях, фациально-формационный анализ как метод прогнозирования осадочных полезных ископаемых и другие проблемы.

И, наконец, автором поставлен вопрос о сравнительном изучении на фациально-генетической основе осадочных и вулканогенно-осадочных формаций раздельно для континентального блока и океана, а также сравнительный анализ процессов осадконакопления и породообразования на суше и в океане. Для этих двух вопросов намечен целый ряд проблем.

В свете изложенных выше проблем ставится задача исследования, в основу которого должен быть положен анализ глобальных процессов (комплексный и сравнительный), протекавших в прошлом и происходящих в современную эпоху как на континенте, так и в океане.

Б. С. Соколов крупнейшей задачей в литологии считает совершенствование общей теории седименто- и литогенеза.

Как видно из вышеизложенного, существует различный подход к проблемам литологии и методам их решения, что вполне закономерно отражает существование различных точек зрения и школ в науке об осадочных породах и является залогом ее дальнейшего развития. В столкновении и противопоставлении (иногда мнимом противопоставлении) различных точек зрения рождается истина.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие *Н. В. Логвиненко* 3

Часть I

Современные осадки

Глава 1. Современное осадкообразование и типы литогенеза. *Н. В. Логвиненко* 5

Глава 2. Классификация современных осадков. *Н. В. Логвиненко* . . . 15

Часть II

Осадочные породы

Глава 3. Общие сведения. *Н. В. Логвиненко* 25

Глава 4. Структуры пород. *В. Т. Фролов* 35

Глава 5. Текстуры осадочных пород. *Н. Б. Вассоевич* 46

Глава 6. Седиментационная цикличность. *Н. Б. Вассоевич, М. Г. Бергер* 68

Глава 7. Стадии литогенеза. *Н. Б. Вассоевич* 85

Часть III

Классификация и характеристика различных типов осадочных пород. Их связь с полезными ископаемыми

Глава 8. Обломочные породы 97

§ 1. Крупнообломочные породы *Н. Б. Вассоевич, М. Г. Бергер* . . . 97

§ 2. Песчаные, алевритовые и смешанного состава породы. *Н. Н. Верзилин, Н. С. Окнова* 107

Глава 9. Глинистые породы. *Г. В. Карпова* 118

Глава 10. Карбонатные известково-магнезиальные породы 129

§ 1. Общая характеристика. *В. И. Марченко* 129

§ 2. Известняки. *В. И. Марченко* 131

§ 3. Мергели. *В. И. Марченко* 143

§ 4. Доломиты. *А. И. Осипова* 146

Глава 11. Кремнистые породы. *И. В. Хворова* 163

Глава 12. Высокоглиноземистые породы и алюминиевые руды *Б. М. Михайлов* 177

Глава 13. Марганцовистые породы и марганцевые руды. *Б. М. Михайлов* 189

Глава 14. Железистые породы и железные руды. *Б. М. Михайлов* . . . 196

Глава 15. Фосфориты. *В. Л. Либрович* 202

Глава 16. Соляные породы. *М. Л. Воронова* 209

Глава 17. Ангидрит и гипс. *Я. К. Писарчик* 226

Глава 18. Вулканогенно-осадочные породы. *И. В. Хворова* 232

Глава 19. Коры выветривания. *А. М. Цехомский* 244

Часть IV

Методы изучения осадочных пород

Глава 20. Полевые наблюдения 252
§ 1. Наблюдения над разрезами осадочных отложений. *Н. Н. Предтеченский* 252
§ 2. Наблюдения над окраской пород. *Н. Н. Предтеченский* . . . 254
§ 3. Наблюдения над структурами, текстурами и конгломератами. *Н. Н. Предтеченский* 255
§ 4. Наблюдения над органическими остатками. *Н. Н. Предтеченский* 259
§ 5. Наблюдения над органогенными постройками. *Н. Н. Предтеченский* 262
§ 6. Наблюдения над цикличностью, ритмичностью и периодичностью *Н. Н. Предтеченский* 269
§ 7. Наблюдения над конкрециями. *А. В. Македонов* 272

Глава 21. Лабораторные исследования 274
§ 1. Общая схема лабораторных исследований. *Д. С. Кашик* . . . 274
§ 2. Минералого-петрографическое изучение. *В. Т. Фролов* 280
§ 3. Иммерсионный метод. *И. А. Назаревич, Ю. А. Черкасов* . . . 293
§ 4. Общие сведения об основных физических свойствах и лабораторные методы их изучения. *К. И. Багринцева* 299

Глава 22. Физические и физико-химические методы 312
§ 1. Геохимические методы. *В. Н. Холодов* 312
§ 2. Изотопные методы. *В. И. Виноградов* 313
§ 3. Атомно-абсорбционная спектроскопия. *Д. Я. Чопоров* 315
§ 4. Активационный анализ. *Д. Я. Чопоров* 316
§ 5. Люминесцентный анализ. *Д. Я. Чопоров* 317
§ 6. Пламенная фотометрия. *В. Г. Хитров* 318
§ 7. Химико-спектральный анализ. *В. Г. Хитров* 318
§ 8. Эмиссионный спектральный анализ. *В. Г. Хитров* 319
§ 9. Эмиссионный плазменный спектральный анализ. *Д. Я. Чопоров* . 321
§ 10. Электронный парамагнитный резонанс. *Р. М. Минеева* . . . 321
§ 11. Ядерный магнитный резонанс. *Р. М. Минеева* 322
§ 12. Ядерная гамма-резонансная спектроскопия. *Д. Я. Чопоров* . . 323
§ 13. Авторадиография. *Д. Я. Чопоров* 324
§ 14. Локальный анализ с лазерным отбором пробы. *В. Г. Хитров* . 324
§ 15. Электроннозондовый микроанализ. *Т. А. Куприянова* . . . 325
§ 16. Термический метод. *Б. П. Градусов* 326
§ 17. Рентгеновский метод. *Б. П. Градусов* 327
§ 18. Электронная микроскопия. *Р. А. Бочко* 328

Глава 23. Классические методы химического анализа. *В. Н. Холодов* . . 333

Глава 24. Особенности изучения тонкодисперсных минералов. *Г. В. Карпова* 334

Глава 25. Современные методы изучения карбонатных пород. *В. И. Марченко* 337

Глава 26. Геохимия осадочных пород и геохимические методы исследования. *В. Н. Холодов* 347

Часть V

Учение о фациях, фациальный анализ, современные и древние фации

Глава 27. Учение о фациях. *Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко* 357

Глава 28. Фациальный анализ. *В. И. Марченко* 360
§ 1. Детальный фациальный анализ 361
§ 2. Важнейшие критерии для определения генетических типов осадков и фаций 363
§ 3. Методы фациального анализа 365

§ 4. Литолого-фациальные карты 365
§ 5. Классификации ископаемых фаций 366
Глава 29. Континентальные фации. *В. И. Марченко* 368
§ 1. Фации аллювиальные 369
§ 2. Фации озерные 370
§ 3. Пролювиальные фации 373
§ 4. Фации болот 374
§ 5. Фации прибрежных (приморских) равнин 375
§ 6. Фации пустынь 376
§ 7. Фации эоловые 376
§ 8. Фации карбонатных отложений аридной зоны 377
§ 9. Ледниковые фации 378
§ 10. Фации элювиальные 379
§ 11. Склоновые фации 380
§ 12. Наземные вулканические отложения 380
§ 13. Другие континентальные фации 381

Глава 30. Фации переходные от континентальных к морским. *В. И. Марченко* 383
§ 1. Лагунные фации 383
§ 2. Фации лиманов и эстуариев 385
§ 3. Фации пляжей 386
§ 4. Фации баров 386
§ 5. Фации дельт 388
§ 6. Фации приливо-отливных равнин 390
§ 7. Древние зоны непрерывного перехода от моря к континенту . . 391

Глава 31. Фации морей и океанов. *В. И. Марченко* 392
§ 1. Фации шельфа 392
§ 2. Фации биогенных построек (рифогенные) 406
§ 3. Фации глубоководные (общие сведения) 409

Глава 32. К диагностике древних батиальных отложений. *В. И. Марченко* 410
§ 1. Важнейшие фациальные особенности отложений позднего баррема Копет-Дага 411
§ 2. Основные выводы 416

Глава 33. Глубоководные фации 419
§ 1. Фации гемипелагические. *В. И. Марченко* 419
§ 2. Фации пелагические. *В. И. Марченко* 421
§ 3. Глубоководные отложения на континентах. *Л. П. Зоненшайн* . . 426

Часть VI

Сообщества осадочных пород

Глава 34. Иерархия осадочно-породных сообществ (системные уровни организации литом) *Н. Б. Вассоевич* 430

Глава 35. Осадочные формации (геогенерации). *В. Е. Хаин* 432

Часть VII

Палеогеография. Н. Н. Верзилин

Глава 36. Предмет и задачи палеогеографии 448

Глава 37. Методы палеогеографических исследований 450
§ 1. Определение местонахождения области сноса 450
§ 2. Выявление характера древней суши 454
§ 3. Выявление характера древних бассейнов 458

§ 4. Методы выявления древнего климата 466
§ 5. Значение тектонических движений и использование их особенностей в палеогеографии 470
Глава 38. Палеогеографические карты, приемы их составления и использования 474

Часть VIII

Математические методы в литологии

Глава 39. Задачи литологии, решаемые с использованием математических методов и электронно-вычислительной техники. *С. И. Романовский* 480
Глава 40. Простейшие статистические приемы обработки эмпирических данных. *С. И. Романовский* 481
Глава 41. Методы многомерной статистики, используемые при решении задач литологии. *С. И. Романовский* 484
Глава 42. Коэффициент ранговой корреляции Спирмена. *Н. Б. Вассоевич, Н. Г. Кузнецова, О. И. Наговицына* 492
Закономерности осадко- и породообразования и проблемы современной литологии. *Н. В. Логвиненко* 499

СПРАВОЧНИК ПО ЛИТОЛОГИИ

Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко

Редакторы издательства И. Ф. Искра, В. И. Макеев, А. П. Хуповка
Переплет художника Ф. Н. Буданова
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. С. Гришанова
Корректор Н. Г. Гаспарян

ИБ № 3475

Сдано в набор 29.09.82. Подписано в печать 07.01.83. Т-02508. Формат 60×90 1/16. Бумага кн.-журнальн. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 32,0. Усл. кр.-отт. 32,0. Уч.-изд. л. 44,1. Тираж 8500 экз. Заказ 556/6170-1. Цена 2 р. 50 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Московская типография № 11 Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Москва, 113105, Нагатинская ул., д. 1.